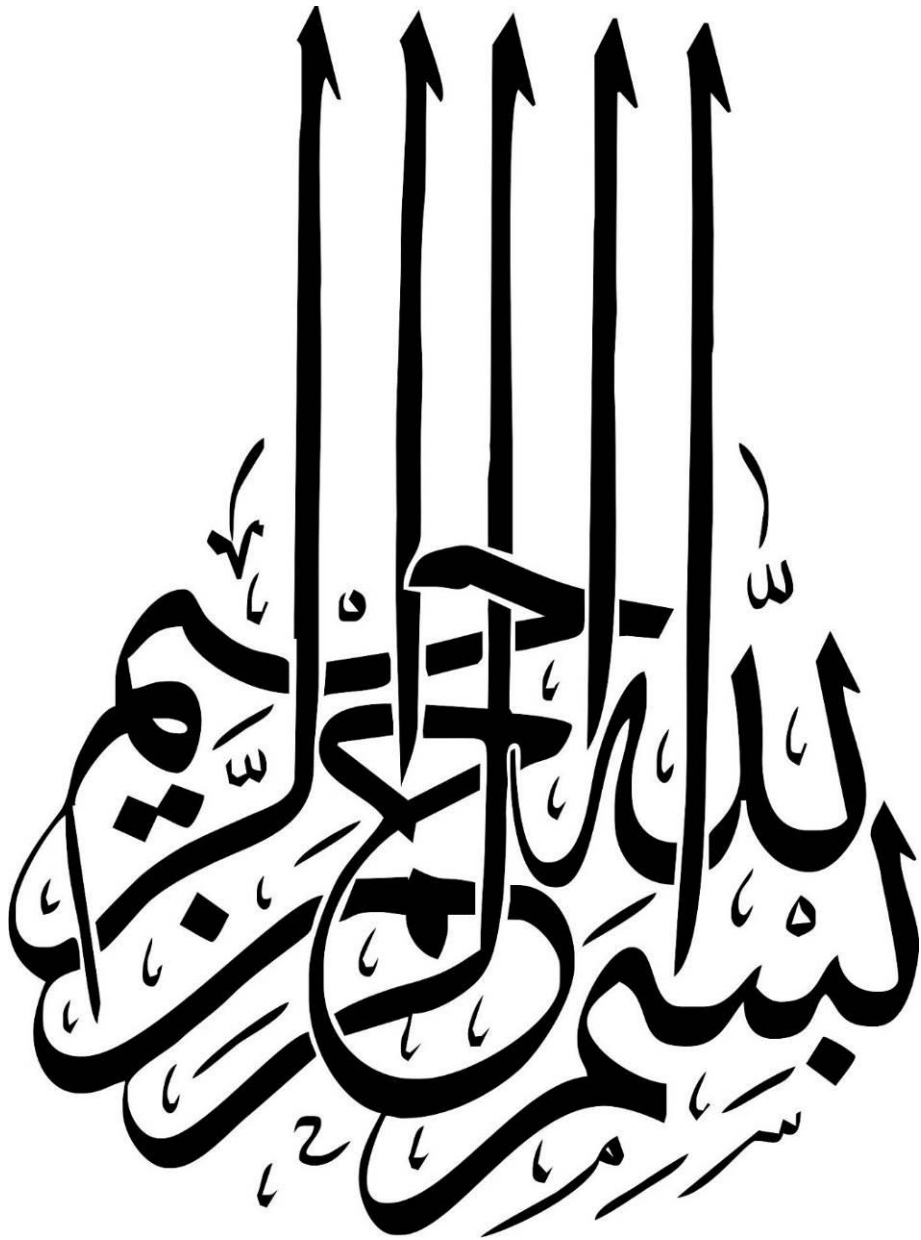






دانشکده مهندسی معدن، نفت و ژئوفیزیک
پایان نامه کارشناسی ارشد

**استفاده همزمان از داده‌های گرانی سنجی و مغناطیس سنجی به منظور پتانسیل یابی
مناطق امیدبخش انرژی ژئوترمال واقع در شمال غرب ایران (سبلان – سراب)**

نگارنده: سعید مجرد

اساتید راهنما:

دکتر علی نجاتی کلاته

دکتر حمید آقاجانی

استاد مشاور:

مهندس محمدرضا رحمانی

شهریور ۱۳۹۷

تقدیر و شکر

ماحصل آموخته‌هایم را تقدیم می‌کنم به آنان که مهر آسمانی‌شان آرام بخش آلام زمینی ام است
به استوارترین تکیه‌گاهم، دستان پر مهر پدرم
به سبزترین نگاه زندگیم، چشمان سبز مادرم
که هرچه آموختم در مکتب عشق شما آموختم و هرچه بگو شتم قطره‌ای از دریای بی‌کران مهربانی‌تان را سپاس توانم بگویم.
امروز، هستی ام به امید شماست و فردا کلید باغ بهشتم رضای شما
را آوردی کران سنگ ترا این ارزان نداشتم تا به خاک پایتان نثار کنم، باشد که حاصل تلاشم نسیم کونه غبار خستگی‌تان
را برزداید.

بوسه بر دستان پر مهرتان

از دست و زبان که برآید کز عهده شکرش به درآید

ودود بر پیامبرش محمد مصطفی (ص)، خاتم پیامبران و پیشرو عالمان و درود و سلام الهی بر همه مرشدان طریقت علم.
نه فقط شکر خالق که شکر مخلوق هم سزااست چرا که "من لم یسکر المخلوق، لم یسکر الخالق"؛ بدین جهت لازم می‌دانم از
استادان عزیز، جناب آقای دکتر علی نجاتی کلاته و دکتر حمید آقا جانی و مهندس محمدرضا رحمانی که سکینی کوله بار پایان نامه
اینجانب را با سعه صدر تمام به دوش کشیدند؛ شکر و قدردانی کنم و از استادان عزیز، آقایان دکتر علیرضا عرب امیری و
دکتر محمد رداد که داور می این پایان نامه را به عهده گرفتند؛ کمال شکر و قدردانی را دارم.

تعهدنامه

اینجانب سعید مجرد دانشجوی دوره کارشناسی ارشد رشته ژئوفیزیک - ژئومغناطیس دانشکده مهندسی معدن، نفت و ژئوفیزیک دانشگاه صنعتی شاهرود نویسنده پایان نامه " استفاده همزمان از داده های گرانی سنجی و مغناطیس سنجی به منظور پتانسیل یابی مناطق امیدبخش انرژی ژئوترمال واقع در شمال غرب ایران (سبلان-سراب) " تحت راهنمایی آقای دکتر علی نجاتی کلاته و آقای دکتر حمید آقاجانی متعهد می شوم :

- تحقیقات در این پایان نامه توسط اینجانب انجام شده است و از صحت و اصالت برخوردار است.
- در استفاده از نتایج پژوهشهای محققان دیگر به مرجع مورد استفاده استناد شده است .
- مطالب مندرج در پایان نامه تاکنون توسط خود یا فرد دیگری برای دریافت هیچ نوع مدرک یا امتیازی در هیچ جا ارائه نشده است .
- کلیه حقوق معنوی این اثر متعلق به دانشگاه صنعتی شاهرود می باشد و مقالات مستخرج با نام « دانشگاه صنعتی شاهرود » و یا « Shahrood University of Technology » به چاپ خواهد رسید .
- حقوق معنوی تمام افرادی که در به دست آمدن نتایج اصلی پایان نامه تأثیرگذار بوده اند در مقالات مستخرج از پایان نامه رعایت می گردد.
- در کلیه مراحل انجام این پایان نامه ، در مواردی که از موجود زنده (یا بافت های آنها) استفاده شده است ضوابط و اصول اخلاقی رعایت شده است .
- در کلیه مراحل انجام این پایان نامه، در مواردی که به حوزه اطلاعات شخصی افراد دسترسی یافته یا استفاده شده است اصل رازداری ، ضوابط و اصول اخلاق انسانی رعایت شده است .

تاریخ

امضای دانشجو

مالکیت نتایج و حق نشر

- کلیه حقوق معنوی این اثر و محصولات آن (مقالات مستخرج ، کتاب ، برنامه های رایانه ای ، نرم افزارها و تجهیزات ساخته شده است) متعلق به دانشگاه صنعتی شاهرود می باشد . این مطلب باید به نحو مقتضی در تولیدات علمی مربوطه ذکر شود .
- استفاده از اطلاعات و نتایج موجود در پایان نامه بدون ذکر مرجع مجاز نمی باشد.

چکیده

انرژی زمین گرمایی یکی از انواع منابع انرژی‌های تجدیدپذیر است، که به طرق مختلف برای تولید برق و سیستم‌های گرمایشی محلی به کار برده می‌شود و در سال‌های اخیر در کشورهای صنعتی دنیا مورد استفاده قرار گرفته است. ارزیابی یک سیستم زمین گرمایی، در طول مراحل اولیه اکتشاف بر اساس نتایج حاصل از تحقیقات سنجش‌ازدور، زمین‌شناسی، ژئوفیزیکی و ژئوشیمیایی است.

استان‌های اردبیل و آذربایجان شرقی، به دلیل قرارگیری در زون‌های ساختاری مختلف و تکتونیک فعال آن‌ها می‌توانند دارای مناطق با پتانسیل بالای انرژی زمین گرمایی باشند. در این پژوهش، با استفاده از داده‌های ژئوفیزیکی گرانی‌سنجی و مغناطیس‌سنجی هوابرد، به بررسی نشانه‌های وجود بی‌هنجاری‌های منابع زمین گرمایی در منطقه سبلان تا سراب استان اردبیل و آذربایجان شرقی پرداخته شد و لایه‌های اکتشافی شامل زمین‌شناسی، دگرسانی‌ها، گسل‌ها، مغناطیس‌هوایی و گرانی‌سنجی، موقعیت چشمه‌های آبگرم و معادن برای به‌دست آوردن نقشه پتانسیل مطلوب، به‌طور همزمان استفاده شده‌اند. در این تحقیق از روش‌های جدید پردازش تصویر سنجنده‌های فضایی نیز به منظور اکتشاف مناطق پتانسیل‌دار زمین گرمایی استفاده شده است.

با استفاده از بررسی‌های سنجش‌ازدور، بی‌هنجاری‌های حرارتی منطقه شناسایی شده‌اند. دمای سطح زمین با استفاده از بررسی‌های سنجش‌ازدور و روش‌های الگوریتم پنجره مجزا تعمیم یافته، نرمال‌سازی گسیلندگی و روش تخمین دمای سطح زمین سنجنده‌ی ETM^+ و سنجنده‌ی ASTER جهت شناسایی بی‌هنجاری‌های حرارتی منطقه و تخمین اینرسی حرارتی ظاهری که در ارتباط با منابع ژئوترمال سطحی بوده، محاسبه شد و لایه اکتشافی دیگر شامل دگرسانی‌های آرژیلیکی، سیلیسی، پروپلیتیکی و اکسید آهن بوده که با استفاده از تکنیک‌های پردازش داده‌های فضایی، ماهواره‌های ترا و لندست شامل روش‌های ترکیب‌رنگی کاذب، نسبت‌گیری بانندی، کمترین مربعات رگرسیون شده، تجزیه مؤلفه‌های اصلی و نقشه‌برداری زاویه طیفی حاصل شده است. گسل‌ها و

شکستگی‌های منطقه شامل گسل‌های موجود در نقشه‌های زمین‌شناسی محدوده مورد مطالعه و خطواره‌های حاصل از پردازش‌های داده‌های ماهواره‌ای و ژئوفیزیکی به عنوان یک لایه اکتشافی دیگر تحت عنوان لایه گسل‌ها و شکستگی‌ها ساخته شده و به نقشه در آمده است.

نتایج سنجش‌ازدور در تمام سنجنده‌های مورد استفاده نشان داد یک بی‌هنجاری حرارتی در بخش جنوب شرقی منطقه (سبلان) و یک بی‌هنجاری حرارتی دیگر در محدوده شمال غربی سبلان دره موئیل وجود دارد. در روش مغناطیسی بعد از حذف اثر دوقطبی میدان مغناطیسی به RTP (فیلتر برگردان به قطب) تبدیل شده و بعد از اعمال تصحیحات با نتایج سنجش‌ازدور سنجنده‌های استر ASTER و لندست ETM⁺ از داده‌های مغناطیسی به‌منظور تعیین توده‌های نفوذی و ردیابی گسل‌ها استفاده شد. پردازش داده‌های مغناطیسی هوابرد، بی‌هنجاری‌هایی را در محدوده مورد مطالعه نشان داد که با توجه به ارتباط چشمه‌های آبگرم و توده‌های نفوذی، این بی‌هنجاری‌ها می‌توانند در ارتباط با بی‌هنجاری‌های حرارتی آشکارشده از روش دورسنجی و توده‌های نفوذی باشند. در این بررسی‌ها شماره بی‌هنجاری‌های A (مشکین‌شهر) و بی‌هنجاری B شمال سراب قرار دارد و با استفاده از مغناطیس‌سنجی هوابرد بی‌هنجاری‌های شماره A (شرق سبلان) و بی‌هنجاری شماره B (مشکین‌شهر) قرار دارد که بی‌هنجاری‌های مشترک در هر زمینه به تبع از اهمیت بیشتری برخوردار است. به همین ترتیب داده‌های گرانی‌سنجی نیز مانند داده‌های مغناطیس‌هوایی پردازش شده است. با توجه به نقش مؤثر و با اهمیت گسل‌ها و شکستگی‌های محدوده مورد مطالعه، در تعیین موقعیت چشمه‌های آبگرم و ذخایر زمین‌گرمایی، برای آشکارسازی گسل‌های پنهان در هر دو روش گرانی‌سنجی و مغناطیس‌سنجی، نقشه‌های زاویه تیلت، گرادیان افقی (THDR) و سیگنال تحلیلی تهیه شد. نتایج نشان داد که پس از پردازش‌های هر دو روش، بی‌هنجاری‌های شماره A و B به ترتیب مشکین‌شهر و شمال سراب می‌توانند نقاط مستعد انرژی زمین‌گرمایی باشند. برتری این روش پتانسیل‌سنجی نسبت به سایر روش‌ها، استفاده همزمان از چند داده و به حداقل رساندن میزان خطاست.

کلمات کلیدی: زمین‌گرمایی، سنجش‌ازدور، مغناطیس‌سنجی هوابرد، گرانی‌سنجی، سبلان

مقاله مستخرج از پایان نامه

مجرد، س.، نجاتی کلاته، ع.، ۱۳۹۷، شناسایی ساختارهای تاقدیس و ناودیسی با استفاده از گرانی سنجی زمینی، جنوب شهر مهربان، هجدهمین کنفرانس ژئوفیزیک ایران.

مجرد، س.، نجاتی کلاته، ع.، ۱۳۹۷، پتانسیل یابی معدنی با استفاده از داده های ماهواره ای هندست-۷ (جنوب سراب)، هجدهمین کنفرانس ژئوفیزیک ایران.

فهرست مطالب

فصل اول: کلیات	۱
۱-۱. مقدمه	۲
۲-۱. ضرورت و هدف از تحقیق	۶
۳-۱. پیشینه تحقیق	۷
۴-۱. روش تحقیق	۱۱
۵-۱. ساختار پایان نامه	۱۱
فصل دوم: مطالعات زمین شناسی	۱۳
۱-۲. مقدمه	۱۴
۲-۲. آب و هوای منطقه	۱۴
۳-۲. بررسی تحولات زمین شناسی سبلان	۱۴
۱-۳-۲. زمین شناسی منطقه	۱۵
۲-۳-۲. جایگاه زمین شناسی ساختاری کوه سبلان	۱۵
۳-۳-۲. زمین شناسی سبلان	۱۶
۴-۳-۲. چینه شناسی منطقه	۱۷
۵-۳-۲. جایگاه زمین شناسی در منابع ژئوترمال	۱۹
۶-۳-۲. انتخاب مناطق مساعد ژئوترمال از دیدگاه زمین شناسی	۲۳
۳-۲. داده های مورد استفاده	۲۴
فصل سوم: مطالعات سنجش از دور	۲۷
۱-۳. مقدمه	۲۸
۲-۳. کاربرد سنجش از دور در اکتشاف منابع ژئوترمال	۳۱
۳-۳. فیزیک دورسنجی	۳۲
۱-۳-۳. انرژی الکترومغناطیس	۳۳
۲-۳-۳. طیف الکترومغناطیس	۳۴
۳-۳-۳. مکانیسم برخورد انرژی الکترومغناطیس با پدیده های سطحی	۳۵
۱-۳-۳-۳. پخش	۳۵
۴-۳. سکوها و پلت فرم ها	۳۶
۵-۳. ماهواره لندست، سنجنده ETM^+	۳۷

۳۹.....	۱-۵-۳. شناسایی کانی‌های دگرسانی به‌وسیله سنجنده ETM^+
۴۰.....	۶-۳. ماهواره ترا، سنجنده ASTER
۴۲.....	۱-۶-۳. شناسایی کانی‌های دگرسانی به‌وسیله سنجنده ASTER
۴۳.....	۷-۳. داده‌های مورد استفاده
۴۳.....	۸-۳. تصحیح رادیومتری
۴۴.....	۱-۸-۳. پردازش رقومی‌سازی تصاویر
۴۵.....	۹-۳. روش‌های تجزیه و تحلیل داده‌های سنجش‌ازدور
۴۶.....	۱-۹-۳. روش ترکیب رنگی کاذب
۵۲.....	۲-۹-۳. روش نسبت‌گیری بانندی
۵۷.....	۳-۹-۳. روش تحلیل آنالیز مولفه اصلی
۵۸.....	۴-۹-۳. روش حداقل مربعات رگرسیون شده
۶۰.....	۵-۹-۳. روش نقشه برداری زاویه طیفی
۶۲.....	۱۰-۳. کتابخانه طیفی کانیایی
۶۳.....	۱۱-۳. فیلترکردن تصویر(شناسایی خطواره‌ها) و زمین‌شناسی ساختاری
۶۷.....	۱۲-۳. شناسایی ناهنجاری‌های حرارتی
۶۷.....	۱-۱۲-۳. سازوکار ناهنجاری‌های ژئوترمال
۶۹.....	۲-۱۲-۳. محاسبه‌ی توان تشعشعی
۷۲.....	۳-۱۲-۳. محاسبه‌ی تابش طیفی باند حرارتی و انجام تصحیح اتمسفری
۷۲.....	۱۳-۳. تخمین دمای سطح زمین (LST)
۷۲.....	۱-۱۳-۳. الگوریتم پنجره مجزا تعمیم یافته
۷۳.....	۲-۱۳-۳. روش نرمال سازی گسیلندگی
۷۵.....	۳-۱۳-۳. روش محاسبه LST، سنجنده ETM^+
۷۹.....	فصل چهارم: مطالعات ژئوفیزیکی
۸۰.....	۱-۴. مقدمه
۸۰.....	۲-۴. مغناطیس‌سنجی
۸۱.....	۱-۲-۴. مغناطیس‌هوایی
۸۱.....	۲-۲-۴. برطرف نمودن اثرات تبدیل مؤلفه میدان مغناطیسی هسته زمین (IGRF)
۸۲.....	۳-۲-۴. اعمال فیلترها روی داده‌های میدان مغناطیسی محدوده مورد مطالعه

۱-۳-۲-۴. فیلتر برگردان به قطب	۸۲
۲-۳-۲-۴. فیلتر مشتقات	۸۶
۳-۳-۲-۴. اعمال فیلتر تبدیل میدان مغناطیسی	۸۸
۴-۳-۲-۴. زاویه تمایل (تیل)	۹۱
۵-۳-۲-۴. سیگنال تحلیلی	۹۳
۳-۴. داده‌های گرانی سنجی	۹۴
۱-۳-۴. اعمال فیلتر روند سطحی روی داده‌های گرانی سنجی محدوده مورد مطالعه	۹۷
۲-۳-۴. اعمال فیلتر زاویه تیل و گرادیان افقی کل	۹۹
فصل پنجم: تلفیق لایه‌های اطلاعاتی	۱۰۳
۱-۵. مقدمه	۱۰۴
۲-۵. شاخص همپوشانی	۱۰۴
۱-۲-۵. مراحل آماده‌سازی نقشه‌ها	۱۰۴
۱-۱-۲-۵. کلاسه‌بندی	۱۰۵
۳-۵. جمع‌بندی نتایج تحلیلی نقشه‌ها	۱۰۵
فصل ششم: نتیجه‌گیری و پیشنهادها	۱۲۳
۱-۶. نتیجه‌گیری	۱۲۴
۲-۶. پیشنهاد	۱۲۵
منابع و مآخذ	۱۲۶

فهرست اشکال

- شکل ۱-۱. رشد جمعیت جهان در مقایسه با مصرف انرژی و سرانه آن در گذشته و برآورد آن در آینده ۲
- شکل ۱-۲. مناطق مستعد زمین گرمایی ایران ۸
- شکل ۱-۲. موقعیت قرارگیری زونهای ایران سبلان - سراب ۱۶
- شکل ۲-۲. تصویر شماتیک سیستمهای زمین گرمایی ۲۲
- شکل ۳-۲. برخی از پدیدههای سطحی مرتبط با منابع زمین گرمایی ۲۳
- شکل ۱-۳. رابطه بین طول موج و فرکانس ۳۴
- شکل ۲-۳. محدوده امواج الکترومغناطیس ۳۵
- شکل ۳-۳. باندهای سنجنده ASTER و ETM^+ ۴۱
- شکل ۴-۳. تصویر سنجنده ASTER بعد از تصحیح رادیومتری با ترکیب رنگی RGB(468) ۴۴
- شکل ۵-۳. رنگهای افزایشی ۴۶
- شکل ۶-۳. ترکیب رنگی کاذب ماهواره لندست ۴۷
- شکل ۷-۳. ترکیب رنگی کاذب حاصل از ترکیب رنگی باندهای RGB (3,2,1) ۴۸
- شکل ۸-۳. ترکیب رنگی کاذب حاصل از ترکیب رنگی باندهای RGB (1,2,3) ۴۸
- شکل ۹-۳. ترکیب رنگی کاذب حاصل از ترکیب رنگی باندهای RGB (7,4,2) ۴۹
- شکل ۱۰-۳. ترکیب رنگی کاذب حاصل از ترکیب رنگی باندهای RGB (1,5,7) ۴۹
- شکل ۱۱-۳. نسبت باندهای حاصل از ترکیب رنگی کاذب RGB (3/1,5/4,5/7) ۵۰
- شکل ۱۲-۳. ترکیب رنگی کاذب حاصل از ترکیب رنگی باندهای RGB (4,6,8) ASTER ۵۱
- شکل ۱۳-۳. نمودار بازتاب طیفی سنگهای داسیت، آندزیت و بازالت ۵۳
- شکل ۱۴-۳. نمودار بازتاب طیفی سنگهای گرانیت، گرانودیوریت و دیوریت ۵۳
- شکل ۱۵-۳. نمودار بازتاب طیفی سنگهای آهکی، ماسه سنگ و شیل ۵۳
- شکل ۱۶-۳. تصاویر حاصل از پردازش نسبت باندهای سنجنده ETM^+ ۵۴
- شکل ۱۷-۳. تصاویر حاصل از پردازش نسبت باندهای سنجنده ASTER ۵۵
- شکل ۱۸-۳. تصاویر حاصل از پردازش نسبت باندهای سنجنده ASTER ۵۶
- شکل ۱۹-۳. نمایش نموداری رابطه بین دو مولفه اصلی اول ۵۷

- شکل ۳-۲۰. تصویر حاصل از پردازش باندهای سنجنده استر به روش تحلیل مولفات اصلی (- RGB PC5, PC4/PC2)..... ۵۹
- شکل ۳-۲۱. زاویه بین بردارهای طیفی، مرجع و زاویه انعکاسی طیفی بین آن‌ها ۶۱
- شکل ۳-۲۲. تصاویر حاصل از اعمال روش SAM سنجنده ETM^+ ۶۲
- شکل ۳-۲۳. تصاویر حاصل از فیلترهای سنجنده ETM^+ ۶۵
- شکل ۳-۲۴. نقشه ساختاری منطقه و موقعیت شکستگی‌ها، گسل‌ها و چشمه‌های آبگرم..... ۶۶
- شکل ۳-۲۵. نقشه دگرسانی منطقه و موقعیت شکستگی‌ها، گسل‌ها و چشمه‌های آبگرم..... ۶۷
- شکل ۳-۲۶. نقشه حاصل از پردازش باندهای حرارتی سنجنده ASTER..... ۷۶
- شکل ۳-۲۷. نقشه حاصل از پردازش باندهای حرارتی سنجنده ETM^+ ۷۷
- شکل ۴-۱. نقشه مغناطیس کامل منطقه مورد مطالعه به همراه موقعیت دگرسانی‌ها و گسل‌ها..... ۸۳
- شکل ۴-۲. نقشه برگردان به قطب RTP مغناطیسی منطقه مورد مطالعه ۸۴
- شکل ۴-۳. مقطع BB' که از غرب محدوده با روند شمالی - جنوبی عبور می‌کند..... ۸۵
- شکل ۴-۴. نقشه مغناطیس حاصل از اعمال فیلتر مشتق قائم مرتبه اول محدوده ۸۷
- شکل ۴-۵ الف. نقشه مغناطیس ادامه فراسو با افزایش ارتفاع ۱۰۰۰ متری از سطح محدوده..... ۹۰
- شکل ۴-۵ ب. نقشه مغناطیس ادامه فراسو با افزایش ارتفاع ۷۰۰۰ متری از سطح محدوده ۹۱
- شکل ۴-۶. نقشه مغناطیس حاصل از اعمال فیلتر زاویه تیلت بر روی RTP ۹۳
- شکل ۴-۷. نقشه سیگنال تحلیلی حاصل از پردازش داده‌های مغناطیس RTP ۹۵
- شکل ۴-۸ الف. نقشه گرانی بوگه کامل ۹۸
- شکل ۴-۸ ب. نقشه باقی‌مانده درجه یک ۹۹
- شکل ۴-۸ ج. نقشه باقی‌مانده درجه دو..... ۱۰۰
- شکل ۴-۹. نقشه گرانی زاویه تیلت به همراه موقعیت گسل‌های زمین‌شناسی و چشمه‌ها ۱۰۱
- شکل ۴-۱۰. نقشه گرانی گرادیان افقی به همراه موقعیت گسل‌های زمین‌شناسی و چشمه‌ها ۱۰۲
- شکل ۵-۱. موقعیت چشمه‌ها و معادن منطقه مورد مطالعه..... ۱۰۶
- شکل ۵-۲. موقعیت چشمه‌ها، معادن، گسل‌های اصلی، کواترنری و فعال در محدوده ۱۰۷
- شکل ۵-۳. موقعیت قرارگیری تمام گسل‌های شناخته شده به همراه معادن..... ۱۰۸
- شکل ۵-۴. موقعیت قرارگیری چشمه‌ها، معادن و دگرسانی‌های محدوده ۱۰۹
- شکل ۵-۵. موقعیت قرارگیری چشمه‌ها، معادن، دگرسانی‌ها و گسل‌های محدوده..... ۱۱۰
- شکل ۵-۶. تصویر سنجنده ETM^+ به همراه موقعیت‌های آورده شده در اندیس راهنمای نقشه..... ۱۱۱

- شکل ۵-۷. نقشه مغناطیس هوابرد بعد از اعمال فیلتر برگردان به قطب و تلفیق اطلاعاتی با معادن و گسل‌های محدوده مورد مطالعه..... ۱۱۲
- شکل ۵-۸. نقشه برگردان به قطب شده مغناطیسی هوابرد و زمین‌شناسی ۱۱۳
- شکل ۵-۹. نقشه تلفیقی حاصل از سنجنده‌ی ETM^+ و مغناطیس برگردان به قطب شده..... ۱۱۴
- شکل ۵-۱۰. نقشه حاصل از پردازش داده‌های گرانی‌سنجی باقی‌مانده درجه یک..... ۱۱۵
- شکل ۵-۱۱. نقشه حاصل از پردازش داده‌های گرانی‌سنجی باقی‌مانده درجه دو..... ۱۱۶
- شکل ۵-۱۲. نقشه حاصل از پردازش داده‌های گرانی‌سنجی باقی‌مانده درجه سه..... ۱۱۷
- شکل ۵-۱۳. نقشه حاصل از پردازش داده‌های گرانی‌سنجی به روش زاویه تیلت..... ۱۱۸
- شکل ۵-۱۴. نقشه حاصل از پردازش داده‌های گرانی‌سنجی ادامه فراسو به ارتفاع ۱۰۰۰ متر..... ۱۱۹
- شکل ۵-۱۵. نقشه حاصل از پردازش داده‌های گرانی‌سنجی ادامه فراسو به ارتفاع ۷۰۰۰ متر..... ۱۲۰

فهرست جداول

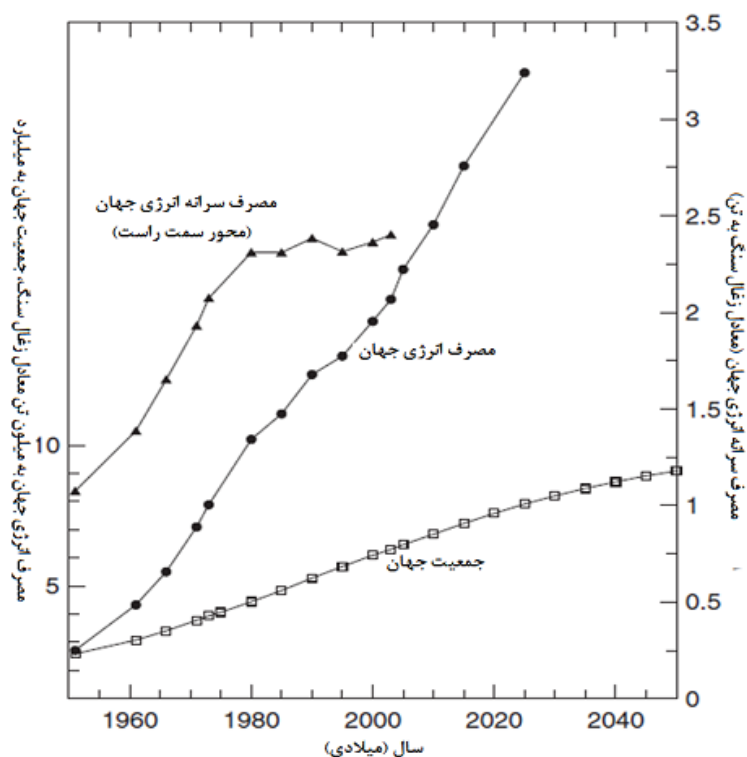
جدول ۳-۱. محدوده طول موج و مشخصه باندهای سنجنده ASTER.....	۳۸
جدول ۳-۲. خصوصیات باندهای سنجنده ASTER.....	۴۱
جدول ۳-۳. داده‌های حاصل از آنالیز مولفه‌های اصلی	۵۹
جدول ۳-۴. امتیاز روش SAM در سنگ‌های آذرین	۶۱
جدول ۳-۵. امتیاز روش SAM در سنگ‌های رسوبی.....	۶۱
جدول ۳-۶. مقادیر UCCJ محاسبه شده	۷۴
جدول ۳-۷. مقادیر محاسبه شده K1 و K2 باندهای حرارتی سنجنده ASTER.....	۷۵
جدول ۵-۱. کلاسه‌بندی نقشه‌ها	۱۰۴

فصل اول

کلیات

۱-۱. مقدمه

با افزایش جمعیت جهان، صنعتی شدن، رشد استانداردهای زندگی و به‌طور پیوسته مصرف انرژی افزایش داشته است (شکل ۱-۱). وضعیت ذخایر موجود انرژی و شرایط تقاضا به‌گونه‌ای است که همه انرژی از تمام منابع در دسترس انرژی باید مهارشده و مورد استفاده قرار گیرند. به‌ویژه منابع مرسوم، مثل نفت و زغال‌سنگ، با نرخ نگران‌کننده‌ای خالی خواهند شد. رشد نگرانی‌ها درباره‌ی تأثیرات زیست‌محیطی منابع انرژی مختلف موانعی را بر سر راه استفاده از آن‌ها قرار داده است. برای غلبه به مشکلات ذکرشده باید به دنبال منابع انرژی پاک و تجدید پذیر باشیم (Gupta and Roy, 2007).



شکل ۱-۱. رشد جمعیت جهان در مقایسه با مصرف انرژی و سرانه آن در گذشته و برآورد آن در آینده (با اقتباس از Gupta and Roy, 2007).

انرژی زمین‌گرمایی، نتیجه حرارت درونی زمین است که به وسیله حرکت آب و از طریق فضاهای خالی موجود در سنگ‌ها به سطح زمین راه یافته و مورد استفاده قرار گیرد. اگر این آب‌های گرم تحت شرایطی به سطح زمین راه یابند، ممکن است به صورت عوارض سطحی مانند چشمه‌های آبگرم، فومارول‌ها (بخارات ناشی از آتشفشان‌ها) و آبفشان‌ها نمایان شوند (Heasler et al., 2009). در مناطقی که به عنوان منابع زمین‌گرمایی شناخته می‌شوند اما به دلایل مختلفی از قبیل کمبود فضای متخلخل کافی، توپوگرافی نامناسب، کمبود سیال مناسب (آب) جهت انتقال انرژی و ... انرژی نمی‌تواند به سطح زمین راه یابد، با حفر چاه یا حتی با تزریق آب به درون زمین و انتقال آن به سطح، اقدام به بهره‌برداری از این انرژی می‌شود. فرآیند انتقال و بهره‌برداری انرژی زمین‌گرمایی، سرمایه‌بر است؛ اما با وجود افزایش روزافزون جمعیت و رشد شدید مصرف انرژی و نیز مشکلات سوخت‌های فسیلی، استفاده از آن اقتصادی می‌باشد (Gupta and Roy, 2007).

انرژی زمین‌گرمایی بخشی از انرژی حرارتی زمین است که می‌تواند مورد استفاده و بهره‌برداری قرار گیرد. این انرژی، حرارت داخلی زمین است که به وسیله یک سیال مانند بخار یا آب داغ یا هر دو به سطح زمین انتقال می‌یابد. این حرارت در داخل زمین و تحت تأثیر پدیده‌های زمین‌شناسی گوناگون ایجاد می‌شود. در بعضی نقاط، فعالیت‌های تکتونیکی باعث جاری شدن گدازه‌های داغ یا مذاب به سمت سطح زمین و در نهایت تشکیل منابعی با درجه حرارت بالا در سطح قابل دسترس از زمین می‌شود. این انرژی در امتداد مرزهای صفحات تکتونیکی، در نواحی شناخته شده آتشفشانی و زلزله‌خیز که دارای شکستگی‌ها و گسل‌های فراوانی هستند، از تمرکز بیشتری برخوردار است (Ragnarsson, 2010).

اگر سیال موجود در شکستگی‌ها و خلل و فرج به اندازه کافی حرارت داشته باشد، می‌تواند به عنوان انرژی زمین‌گرمایی جهت تولید برق یا به طور مستقیم مورد استفاده قرار گیرد. امروزه ۱۰۷۰۰ مگاوات برق از این سیستم‌ها در سراسر جهان در حال بهره‌برداری است و حدود ۲۰۰۰ گیگاوات هم به طور بالقوه و پتانسیل موجود است (Fridleifsson et al., 2008). در مناطقی که این انرژی وجود

دارد، می‌توان از آن به‌عنوان یک جایگزین خوب و کم‌کربن به‌جای سوخت‌های فسیلی استفاده نمود. در حال حاضر این انرژی به‌طور گسترده در حوزه بزرگ غرب ایالات متحده مورد بهره‌برداری قرار می‌گیرد (Haselwimmer and Prakash, 2013).

انرژی زمین‌گرمایی در واقع گرمای موجود در عمق زمین است و درجه حرارت زمین با رفتن به عمق آن افزایش می‌یابد. البته میان افزایش درجه حرارت و افزایش عمق زمین، رابطه‌ی خطی وجود ندارد. نظر به اینکه حرارت همیشه از سمت ناحیه‌ی گرم‌تر به ناحیه‌ی سردتر انتقال پیدا می‌کند، حرارت و گرمای درون زمین به نواحی نزدیک به سطح حرکت می‌کند.

تقریباً توانی معادل با ۴۲ میلیون مگاوات حرارتی به‌طور پیوسته از کل سطح کره‌ی زمین قابل استحصال است که این مقدار انرژی، به‌طور پیوسته به فضای سردی که زمین را در بر گرفته است منتقل می‌شود. طبق محاسبات، مشخص شده است که انرژی حرارتی ذخیره شده در ۱۱ کیلومتر فوقانی پوسته‌ی زمین معادل ۵۰ هزار برابر کل انرژی به دست آمده از منابع نفت و گاز شناخته شده-ی امروز جهان است. پس این منبع عظیم انرژی می‌تواند در آینده جایگزین قابل اعتمادی برای انرژی حاصل از سوخت‌های فسیلی باشد. البته بدیهی است که بهره‌برداری گسترده از ذخایر زمین‌گرمایی، مستلزم توسعه‌ی بیشتر در زمینه‌ی روش‌های اکتشاف و استخراج آن است (سازمان انرژی‌های نو).

قرار گرفتن در کمربند زمین‌ساختی حاشیه‌ی صفحات باعث شده که گستره‌ی ایران به لحاظ زمین‌ساختاری بسیار فعال باشد. ایران یکی از کشورهای است که بر روی کمربند انرژی زمین‌گرمایی واقع شده و دارای ظرفیت بالایی از نظر انرژی زمین‌گرمایی می‌باشد. از نظر بین‌المللی نیز در بین کشورهای دارای ظرفیت انرژی زمین‌گرمایی، در رده‌ی چهاردهم قرار گرفته است. صدها چشمه‌ی آبگرم و سابقه‌ی آتشفشانی و زلزله‌خیز بودن ایران، نیز این نکته را تأیید می‌کند (نظری پور و همکاران، ۱۳۸۹).

انرژی زمین‌گرمایی به زمان و فصل بستگی ندارد، و در میان انرژی‌های تجدیدپذیر، جایگاه ویژه‌ای دارد. برخی از این منابع گسترده انرژی، در دهه‌های اخیر در کشورهای مختلف جهان به‌عنوان منابع جدید انرژی مورد استفاده قرار گرفته‌اند. اگر چه در زمان‌های قدیم جهت مقاصد مختلفی از چشمه‌های آبگرم استفاده شده است؛ اما در آغاز قرن بیستم برای اولین بار از بخارات زمین‌گرمایی برای تولید برق در لاردلوی ایتالیا (۱۹۰۴) استفاده شد (Gupta and Roy, 2007). در ایران اولین پروژه تولید برق از انرژی زمین‌گرمایی در سال ۱۳۷۴ در منطقه زمین‌گرمایی سبلان با ظرفیت حدوداً ۵۰ مگاوات آغاز شد (KML, 1998).

متأسفانه تا زمانی که مشکل حاصل از سوخت‌های فسیلی به مرز نابودی آشکار محیط‌زیست نرسد، نمی‌توان توجه همه جانبه‌ای را برای حمایت از آن جلب نمود. همچنین قیمت پایین سوخت-های فسیلی در کشور و تکیه بر منابع عظیم آن توجه راهبردی به مبحث انرژی را کمرنگ نموده است (دباغ زاده، ۱۳۸۸). خوشبختانه با اجرایی شدن طرح هدفمندسازی یارانه‌ها و واقعی شدن قیمت حامل‌های انرژی، قطعاً انرژی‌های تجدیدپذیر خواهند توانست به سبد انرژی کشور وارد شده و سهمی در آن داشته باشند. با توسعه‌ی کاربرد انرژی‌های تجدیدپذیر و تنوع‌بخشی سبد انرژی کشور، به سمت توسعه‌ی پایدار بخش انرژی کشور خواهیم رفت که موجب ارتقای امنیت انرژی، کاهش آلودگی‌های محیط‌زیست، کاهش تولید گازهای گلخانه‌ای، بومی‌سازی تکنولوژی انرژی‌های تجدیدپذیر و کاهش وابستگی به منابع فسیلی خواهد شد (نوراللهی هشترودی، ۱۳۸۹).

وجود چشمه‌های آبگرم، فعالیت‌های آتشفشانی جوان، و توده‌های نفوذی از علائم فعالیت‌های زمین‌گرمایی می‌باشند که با استفاده از داده‌های سنجش‌ازدور می‌توان آن‌ها را شناسایی نمود (Bowen, 1989).

فرآیندهای گرمایی فعال در بسیاری از مناطق زمین‌گرمایی شبیه فرآیندهای گرمایی است که ذخایر معدنی را ایجاد نموده است. بنابراین، بسیاری از مفاهیم مورد استفاده در اکتشاف مواد معدنی در اکتشاف منابع زمین‌گرمایی نیز کاربرد دارند، مثل مناطق دگرسانی (Bogie and Lawless, 2000).

تهیه نقشه مناطق دگرسانی گرمایی با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای امکان پذیر می‌باشد، چون کانی‌های مشخصه دگرسانی مرتبط با ذخایر معدنی گرمایی دارای ویژگی‌های طیفی مشخصی هستند که شناسایی این کانی‌ها از راه دور را ممکن می‌سازد (Gladwell et al., 1983; Poormirzaee et al., 2010; Carranza and Hale, 2001).

جهت اکتشاف و شناسایی منابع ژئوترمال و محدود ساختن اکتشاف مقدماتی به محدوده‌ای کوچک‌تر، می‌توان از مطالعات زمین‌شناسی، بررسی‌های سنجش‌ازدور و مطالعات ژئوفیزیکی و سایر علوم مرتبط، بهره‌مند شد که به این ترتیب انجام پروژه به‌لحاظ زمانی و هزینه به‌صرفه باشد.

۱-۲. ضرورت و هدف از تحقیق

با توجه به مسائل و مشکلات پی‌جویی منابع زمین‌گرمایی و محدودیت‌های موجود در هر یک از روش‌های سنتی اکتشافی، به نظر می‌رسد تلفیق داده‌های زمین‌شناسی، سنجش‌ازدور و ژئوفیزیکی در محیط GIS در بهینه‌سازی و کاهش خطای تفسیر و انتخاب صحیح‌تر بخش‌های پتانسیل‌دار زمین گرمایی کمک نماید. وجود چشمه‌های آبگرم، فعالیت‌های آتشفشانی جوان و توده‌های نفودی از علائم ظاهری وجود منابع زمین‌گرمایی هستند که با به‌کارگیری روش‌های مختلف، قابل شناسایی می‌باشند. در این تحقیق، هدف شناسایی مناطق امیدبخش ژئوترمال در منطقه سبلان و سراب در مرز بین دو استان اردبیل و آذربایجان شرقی با استفاده همزمان از داده‌های در دسترس (زمین‌شناسی، سنجش‌از دور، مغناطیس‌سنجی هوایی و گرانی‌سنجی زمینی) است.

۱-۳. پیشینه تحقیق

از هزاران سال پیش در ایران، از چشمه‌های آبگرم برای شستشو و استفاده از خواص درمانی آن استفاده شده است.

در ایران از سال ۱۳۵۴ مطالعات گسترده‌ای به‌منظور شناسایی پتانسیل‌های منبع انرژی زمین‌گرمایی توسط وزارت نیرو با همکاری مهندسین مشاور ایتالیایی ENEL در نواحی شمال و شمال

غرب ایران در محدوده‌ای به وسعت ۲۶۰ هزار کیلومتر مربع آغاز گردید. نتیجه این تحقیقات مشخص نمود که مناطق سبلان، دماوند، خوی، ماکو و سهند با مساحتی بالغ بر ۳۱ هزار کیلومتر مربع جهت انجام مطالعات تکمیلی و بهره‌برداری از انرژی زمین‌گرمایی مناسب می‌باشند (ENEL, 1983).

در سال ۱۳۶۱ با پایان یافتن مطالعات اکتشاف مقدماتی در هر یک از مناطق ذیل، نواحی مستعد با دقت بیشتری شناسایی شده و در نتیجه در منطقه سبلان (نواحی مشکین‌شهر، سرعین و بوشلی) در منطقه دماوند ناحیه (نونال) در منطقه ماکو-خوی (نواحی سیاه‌چشمه و قطور) و در منطقه سهند پنج ناحیه کوچکتر جهت تمرکز فعالیت‌های فاز اکتشاف تکمیلی انتخاب شدند. مطالعات اکتشافی بعدی توسط سازمان انرژی‌های نو ایران (سانا) در بین سال‌های ۱۳۷۴ تا ۱۳۷۷ صورت گرفت که در نتیجه این مطالعات ده منطقه مستعد زمین‌گرمایی جدید یافت شد (Yousefi et al., 2010).

یوسفی و همکاران (۲۰۱۰) با ترکیب اطلاعات زمین‌شناسی، ژئوشیمیایی و ژئوفیزیکی در محیط GIS، هجده منطقه مستعد دارای منابع زمین‌گرمایی را در ایران مشخص نموده اند (شکل ۱-۲).

رضایی (۱۳۹۰) با به‌کارگیری علم سنجش‌ازدور و مغناطیس‌سنجی هوایی در منطقه محلات در ایران مرکزی توانستند، موقعیت مکانی جدیدی برای محدوده زمین‌گرمایی پیشنهادی قبلی ارائه دهند.

مطالعه منابع زمین گرمایی پرداختند. تلفیق نتایج حاصل از روش‌های مختلف در این تحقیق سبب شناسایی سیستم‌های زمین گرمایی زیردریایی جدیدی در این منطقه شد و میزان انرژی احتمالی حاصل از پنج مخزن زمین گرمایی این منطقه را بررسی و محاسبه نمودند.

تامیرو و تیگیستو (۲۰۰۸)، با به کارگیری روش‌های ژئوفیزیکی شامل مغناطیس‌سنجی، گرانی‌سنجی، الکتریکی (مقاومت‌سنجی) و الکترومغناطیس، در بوکو^۲، موفق به اکتشاف گسل بزرگ فعال و حاوی جریان آب، مناطق عبور آب و سفره‌های آب زیرزمینی شدند و توانستند مسیر مصنوعی جدیدی برای حرکت جریان آب، جهت به کارگیری بیش‌تر منابع طبیعی انرژی پیشنهاد دهند.

گایلر^۳ و همکاران (۲۰۱۴)، با تلفیق روش‌های ژئوفیزیکی مغناطیس‌سنجی، مقاومت‌ویژه الکتریکی، گرانی‌سنجی به همراه داده‌های زمین‌شناسی دریافتند که سیستم ژئوترمال بویلانت^۴ (در گوادلوپ آلمان)، بیش‌تر از وابستگی به فعالیت‌های آتشفشانی منطقه به محیط پیچیده تکتونیکی مرتبط است.

مطالعات گرانی‌سنجی در مکان‌های مختلف جهان، نتایج مفیدی برای اکتشاف زمین گرمایی، به همراه داشته است که می‌توان به موارد بررسی توپوگرافی زیرزمین در میدان زمین گرمایی هوئی^۵ در کیوشا^۶ ژاپن و منطقه آتشفشانی تائوپو^۷ در نیوزیلند (Salem et al., 2005; Soengkono, 2011)؛ شناسایی اتاقک ماگمایی و توده مرتبط با حرارت، منبع سیستم زمین گرمایی در شمال شرق پرتغال (Represas et al., 2013) و طراحی گسل‌ها و مناطق شکستگی مربوط به مخزن سیستم زمین گرمایی

¹. Calvin

². Boku

³. Gailler

⁴. Bouillante

⁵. Hohi

⁶. Kyushu

⁷. Taupo

در منطقه زمین‌گرمایی باخا^۱ در ریفت مرکزی اتیوپی و آتشفشان تریف^۲ ایسلند (Abiye and Haile, 2008; Gottsmann et al., 2008) اشاره کرد.

از داده‌های گرانی می‌توان برای تحلیل و تفسیر توزیع سنگ‌های ولکانیکی (آذرین) استفاده نمود که به شناسایی منابع زمین‌گرمایی مرتبط با این توده کمک می‌نمایند (Yu, G et al., 2009). در اکتشافات زمین‌گرمایی، این روش برای تشخیص تغییرات جانبی چگالی توده‌های عمیق به‌کار می‌رود که این توده‌ها می‌توانند منشأ حرارت منابع زمین‌گرمایی باشند (Gupta and Roy, 2007). گسل‌ها و شکستگی‌ها نفوذپذیری لازم را برای گردش سیالات موجود در سیستم‌های زمین-گرمایی فراهم می‌کند (Rybach and Muffler, 1981; Tezuka et al., 2000). این گسل‌ها و شکستگی‌ها را می‌توان با استفاده از روش‌های دورسنجی و مغناطیس‌سنجی و گرانی‌سنجی شناسایی نمود.

در اکتشاف منابع زمین‌گرمایی، برداشت‌های مغناطیس‌سنجی بیشتر برای مشخص کردن توده‌های نفوذی پنهان و تخمین عمق احتمالی آن‌ها، و یا برای مشخص کردن دایک‌ها و گسل‌های پنهان انجام می‌شوند (Mwangi, 2007; Mariita, 2009; Georgsson, 2009).

۱-۴. روش تحقیق

در مرحله اول داده‌های اکتشافی شامل زمین‌شناسی، سنجش‌ازدور و ژئوفیزیکی مورد پردازش و تحلیل قرار گرفتند. در مرحله بعد نقشه‌های اکتشافی مناسب بعد از پردازش در محیط GIS آماده شدند. نقشه‌های پتانسیل زمین‌گرمایی با توجه به موقعیت بی‌هنجاری‌های زمین‌گرمایی، تفسیر شده و در نهایت نقشه پتانسیل زمین‌گرمایی مطلوب به‌دست آمد. نهایتاً مناطق امیدبخش، معرفی و در نهایت با توجه به وجود چشمه‌های آبگرم در منطقه سبلان تا سراب اعتبارسنجی شد.

^۱. Boku

^۲. Tenerife

۱-۵. ساختار پایان نامه

این پایان نامه شامل شش فصل است که در فصل اول کلیاتی مرتبط با هدف، پیشینه، ضرورت و روش تحقیق بیان شده است. در فصل دوم، مقدمه‌ای بر مطالعات زمین‌شناسی منطقه مورد بررسی قرار گرفته است. فصل سوم به مطالعات سنجش از دور و روش‌های پردازش تصاویر ماهواره‌ای اختصاص یافته است. فصل چهارم مربوط به مطالعات ژئوفیزیکی مغناطیس‌سنجی هوابرد و گرانی‌سنجی زمینی و روش‌های آن‌ها در این زمینه بوده که به تهیه نقشه‌های پتانسیل مطلوب ژئوفیزیکی از آن استخراج گردیده است. در فصل پنجم مراحل کلاسه‌بندی و طبقه‌بندی داده‌ها تهیه شده است و سپس با استفاده از روش‌های ذکر شده، لایه‌های اکتشافی و مناطق امیدبخش را در محدوده مورد مطالعه (سبلان - سراب) مشخص شده‌اند. در فصل ششم نیز به جمع‌بندی داده‌ها و اعتبارسنجی آن‌ها با استفاده از چشمه‌های آبگرم پرداخته شده است.

فصل دوم

مطالعات زمین‌شناسی

۲-۱. مقدمه

مطالعات سنجش از دور روشی مناسب و ارزان جهت به دست آوردن اطلاعات مفید زمین شناسی می باشد. لذا در این تحقیق نتایج حاصل از پردازش داده های سنجش از دور به منظور کسب اطلاعاتی از واحدهای سنگی، علائم سطحی، دگرسانی گرمایی، ساختارها و ناهنجاری های حرارتی موجود در مناطق سبلان و سراب مورد بررسی قرار می گیرد و در نهایت نتایج حاصل از مطالعات سنجش از دور با نقشه های زمین شناسی این دو محدوده مقایسه خواهد شد.

در این فصل در ابتدا محیط جغرافیایی و شکل موفولوژیکی منطقه، واحدهای سنگی و علائم سطحی فعالیت های زمین گرمایی مناطق مورد مطالعه و سپس گسل های زمین شناسی و خطواره ها و ساختارها با استفاده از همزمان تصاویر ماهواره ای و نقشه زمین شناسی، شناسایی می شود و در نهایت نقشه ناهنجاری حرارتی احتمالی مناطق مورد مطالعه، با پردازش باند حرارتی سنجنده ETM^+ تهیه خواهد شد.

۲-۲. آب و هوای منطقه

شهرستان مشکین شهر و سراب در منطقه ای کوهستانی واقع شده و دامنه های شمالی و جنوبی کوه سبلان به ترتیب به این شهرستان ها مشرف است. سبلان که از بلندترین کوه های ایران به شمار می رود، آتشفشانی خاموش است که بیشتر پوشیده از برف و یخ است و چشمه های آب گرم و سرد فراوانی در این منطقه وجود دارد. مشکین شهر به صورت دشت وسیعی است که با شیب تند به زمین های پست شمالی منتهی می شود. مرتفع ترین و پرشیب ترین قسمت های این شهرستان بخش جنوبی آن یعنی دامنه های شمالی و شمال غربی توده های آتشفشانی سبلان است، که به طور متوسط ۲۰۰۰ متر از سطح دریا ارتفاع دارد. آب و هوای منطقه نسبتاً سرد و نیمه خشک است. بارش سالیانه در

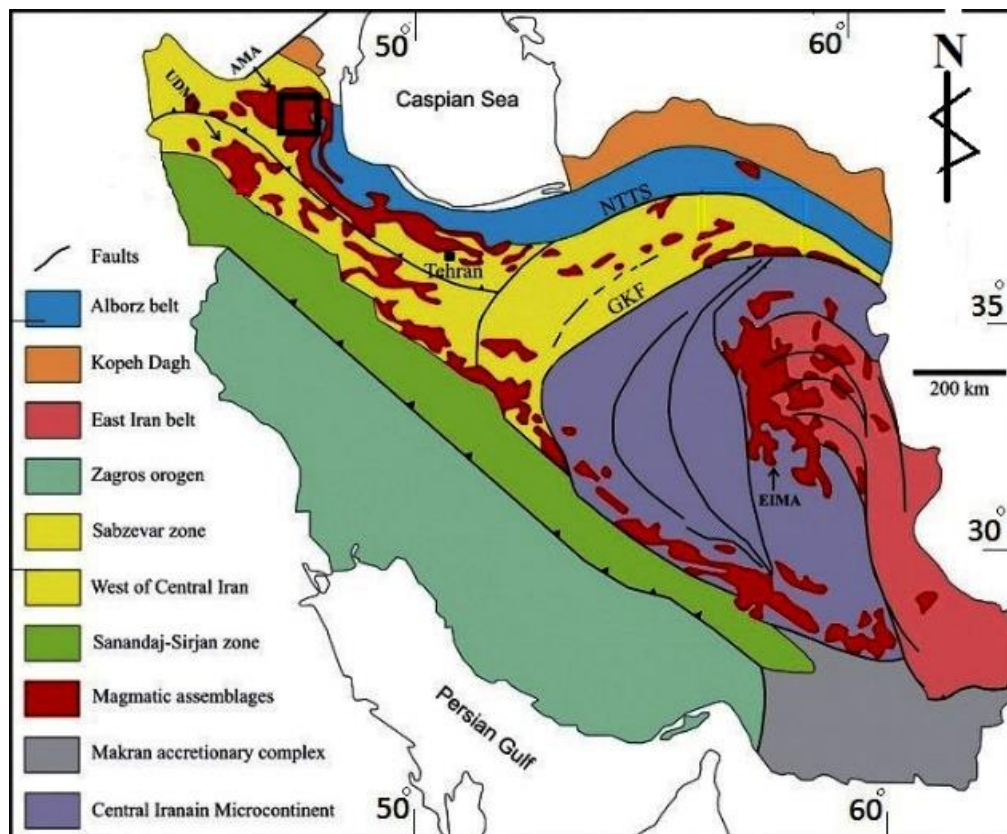
منطقه ۱۹۶ میلی‌متر گزارش شده است، که حداکثر بارش‌های آن‌ها در ماه آذر حدود ۳۹ میلی‌متر و حداقل آن در ماه خرداد و تیر می‌باشد (Noorollahi et al., 2008).

۳-۲. بررسی تحولات زمین‌شناسی سبلان

۳-۲-۱. زمین‌شناسی منطقه

ناحیه مورد مطالعه شامل مجموعه‌ای از ولکانیک‌های جوان است که از دیدگاه زمین‌گرمایی دارای ارزش مطالعاتی می‌باشد. کوه آتشفشانی سبلان، در ۴۰ کیلومتری جنوب غربی اردبیل، ۲۵ کیلومتری شرقی مشکین‌شهر و ۶۰ کیلومتری شمال شرقی سراب، در استان اردبیل واقع است. رشته کوه آتشفشانی خاموش سبلان از دره قره‌سو در شمال غرب اردبیل شروع و در جهت شرقی - غربی به طول ۶۰ کیلومتر و عرض تقریبی ۵۰ کیلومتر تا کوه قوشاداغ در جنوب اهر ادامه دارد. مخروط آتشفشانی سبلان از نوع چینه‌ای است که گدازه‌های آن سطحی معادل ۱۲۰۰ کیلومتر مربع را اشغال کرده‌اند. مخروط سبلان ساختمان مرکزی عظیمی است که بر روی یک سسیستم هورست با روند شرقی - غربی قرار گرفته است (شکل ۱-۲).

کوه آتشفشانی پلیوکواترنری سبلان در انتهای شرقی رشته کوه قوشاداغ جای گرفته است. قدیمی‌ترین سنگ‌های که در این رشته کوه و در جنوب غربی مشکین‌شهر رخنمون دارند، سنگ‌های دگرگونی در حد رخساره شیست سبز و مرمر است. سن احتمالی این مجموعه دگرگونی قدیمی به پالئوزوئیک نسبت داده شده است (امینی، ۱۳۶۳).



شکل ۱-۲. موقعیت قرارگیری زون‌های ایران سبلان - سراب (علوی، ۱۳۷۰)

۲-۳-۲. جایگاه زمین‌شناسی ساختاری کوه سبلان

آتشفشان سبلان دارای ارتفاع ۴۸۲۰ متر از سطح دریا است. آتشفشان سبلان سه قله دارد که به دلیل فروریختگی به شدت فرسوده است. قله بلندتر (سبلان سلطان) و قله دیگر (هرم داغ) یا سبلان کوچک و (آقام داغ) یا کسری نام دارند. در بلندترین قله دریاچه‌ای وجود دارد که به احتمال زیاد باقی‌مانده دهانه آتشفشان است. بررسی‌ها نشان می‌دهد که فعالیت آتشفشانی سبلان از کواترنری پیشین آغاز شده و تا آخرین دوره یخچالی (حدود ۲۰ تا ۷۰ هزار سال پیش) ادامه یافته است. دو گسل چپ گرد امتداد لغز با روند اصلی NE، کوه سبلان را در امتدادهای NW و SE محصور کرده‌اند. ساختار کالدرای مرکزی سبلان شامل گنبدهای ولکانیکی جوان بعد کالدرای قبیل کوه کسرا، سبلان و سلطان می‌باشد (Kingston Morrison, 1998). از نظر ارزش هیدرولوژیکی، خطواره‌های WNW که همراه با منابع زمین‌گرمایی سطحی در بعضی از ساختارها دارای اهمیت هستند. شرایط

تکتونیک ناحیه‌ای به گونه‌ای بوده که حرکات نسبی صفحات در ناحیه کوه سبلان مؤید فشردگی یا تنش فشاری به سمت شمال شرق است. لذا ساختارهای با روند غرب - شمال غرب باید ناشی از این فشارها باشند.

سبلان یک عضو جوان از مجموعه آتشفشانی سنوزوئیک و متعلق به کمان ماگمایی البرز است (Alavi, 2007).

کمان ماگمایی البرز خود حاصل فرورانش بخشی از حوضه اقیانوسی نئوتتیس به زیر لیتوسفر قاره‌ای شمال غرب ایران است. این فرورانش از کرتاسه پسین همزمان با شکل‌گیری کمان ماگمایی ارومیه - دختر (UDMA) و تشکیل رشته کوه زاگرس، آغاز شد و طی پالئوسن و به‌ویژه ائوسن این فرآیند فرورانش شدیدترین ماگماتیسم را به البرز در حال کوهزایی، تحمیل کرد. ولکانیسم گسترده ائوسن در البرز غربی و آذربایجان حاصل این فرآیند بوده است (فریدی، ۱۳۸۹). در واقع تا ائوسن میانی، فرآیند فرورانش باقی‌مانده لیتوسفر اقیانوسی نئوتتیس اتمام یافته است و در ادامه همگرایی، کمان‌های ماگمایی البرز (AMA) و ارومیه دختر (UDMA) با یکدیگر برخورد می‌کنند و یک زمین درز برخوردی از نوع کمان - کمان در شمال غرب ایران تشکیل می‌شود. پلوتونیسم گسترده الیگوسن و ولکانیسم پلایو - کواترنری در البرز غربی، آذربایجان و ترکیه (دماوند، سبلان و آرات) حاصل از ماگماتیسم پس از برخوردی هستند که خود نتیجه ادامه فعالیت کوه آستونسفری بالای ورقه لیتوسفری فرورانده شده می‌باشد.

۳-۳-۲. زمین‌شناسی سبلان

فعالیت‌های آذرین در ائوسن با تجمع ولکانیک‌های آکالن پتاسیک برروی توالی از رسوبات پالئوزوئیک و مزوزوئیک آغاز گردید. این مجموعه‌ی ولکانیکی در اوایل میوسن توسط باتولیت‌های مونزونیتی، که در امتداد NW - SE در غرب خط الراس کوه سبلان رخنمون یافته، دچار دگرگونی حرارتی گردیده‌اند. بالاآمدگی و فرسایش قابل ملاحظه این باتولیت ادامه یافته و در امتدادهای SW و SE روی باتولیت را توالی از رسوبات اواخر میوسن می‌پوشاند.

ولکانیزم به وجود آمده در پلیوسن که اساس ولکانیک کوه سبلان را از طریق انفجار تراکی آندزیت‌های پیروکسن را تشکیل داده، و به دورن فضا‌های فروریخته کالدرای نفوذ کرده است. به‌طورمتوالی در یک فاصله زمانی، فعالیت آتشفشانی به همراه فعالیت گسترده هیدروترمالی و فرسایش احتمالی محدود وجود داشته است. گنبد‌های تراکی آندزیت‌ها درون این کالدرای ساختار فعلی گنبد‌های کوه سبلان را به وجود آورده است. قطعات خرد شده، خاک و تراس‌های آبرفتی برروی آتشفشان‌ها رسوب کرده و در اواخر مرحله جایگزینی، گنبد داسیتی در حدود کمتر از یک میلیون سال را به وجود آورده است. سنگ‌های ولکانیکی کوه سبلان کالکوالکان‌های پتاسیک تراکی آندزیتی تا ریولیتی می‌باشند.

۲-۳-۴. چینه شناسی منطقه

چهار واحد اصلی چینه‌شناسی در محدوده مورد بررسی قرار دارد که به ترتیب سن از جوان به قدیم عبارتند از: (Kingston Morrison, 1999; EGMNWSGP, 2005; Geological report for well NWS-3 and 4, 2004).

رسوبات عهد حاضر، فن و آلوویال‌های کواترنری

گدازه‌ها و گنبد‌های تراکی آندزیت بعد از تشکیل کالدرای پلیوستوسن (Post Caldera)
گدازه‌ها و گنبد‌های تراکی داسیت تا تراکی آندزیت همزمان با تشکیل کالدرای پلیوستوسن (Syn-Caldera) و گدازه‌های تراکی آندزیت، توف‌ها و پیروکلاستیک‌های قبل از تشکیل کالدرای پلیوستوسن (Pre-Caldera)

این واحدها بر اساس موقعیت‌های مکانی با نام‌های دیگری نیز معرفی می‌گردند که از قدیم به جدید عبارتند از:

❖ سازند ول هریز (پلیوسن): این سازند متشکل از گدازه‌های تراکی آندزیت، توف‌ها و برش-

های پیروکلاستیک قبل از تشکیل کالدرای پلیوستوسن با ضخامت حداقل ۳۰۰۰ متر می-

باشد. این واحدهای سنگی قدیمی‌ترین سنگ‌های ولکانیکی در ناحیه هستند. از لحاظ جنس،

گدازه‌ها حاوی بلورهای دانه درشت پلاژیوکلاز، سانیدین، هورنبلاند، بیوتیت و اوژیت در زمینه‌ای غنی از پلاژیوکلاز، کانی‌های ریز مافیک و کانی‌های اوپک (مگنتیت) و شیشه می‌باشند.

❖ **سازند تواس (پلیستوسن آغازی):** این سازند شامل گدازه‌ها و گنبد‌های ریولیتی، تراکی داسیت تا تراکی آندزیت همزمان با تشکیل کالدرای پلیستوسن می‌باشد. این واحدهای سنگی به عنوان حاشیه داخلی کالدرای نیز تفسیر می‌شوند. در بخش‌های شمالی و در جنوب غرب گنبد‌های ریولیتی و تراکی داسیتی قابل مشاهده هستند.

❖ **سازند کسرا:** این سازند شامل گدازه‌های آتشفشانی تراکی آندزیتی بعد از تشکیل کالدرای پلیستوسن می‌باشند. سنگ‌های مذکور قله‌های اصلی کوه‌های سبلان، سلطان و کسرا را در جنوب و شرق محور مرکزی کالدرای (شمال – جنوب) تشکیل می‌دهند.

❖ **سازند دیزو:** این سازند شامل رسوبات عهد حاضر، مخروط افکنه و آبرفت، خاکسترها و خرده‌های گدازه‌ای کواترنری می‌باشند. در بخش‌هایی از منطقه، این سازند شامل رسوباتی می‌گردد که روی سنگ‌های آتشفشانی را به صورت قشر نازکی پوشانده است. خرده‌ها و رسوبات این سازند شامل بخش‌هایی از یک سری از سنگ‌های آتشفشانی ذکر شده می‌باشند.

سنگ‌های دگرگونی منطقه سراب از نوع آندالوزیت شیست، میکا شیست‌های به رنگ سبز و قهوه‌ای و مرمرهای ولاستونیت‌دار به رنگ سفید، صورتی تا سیاه دیده می‌شوند. این مجموعه دگرگونی در محدوده ورقه سراب جایگاه چینه‌ای مشخصی را ندارند و به همین دلیل سن دقیقی را نمی‌توان برای آنها در نظر گرفت.

قدیمی‌ترین سنگ‌ها در منطقه سراب دارای سن کامبرین می‌باشند که در جنوب خاوری رشته کوه‌های بزقوش در گردنه بالخلی و شمال خاوری روستای قندقلو نمایان گردیده‌اند. این سنگ‌ها

شامل ۲۳۰ متر شیل میکادار، ماسه سنگ‌های نازک لایه به رنگ سبز تیره، در بخش زیرین لایه‌های دولومیتی به رنگ زرد و گرهک‌ها و نوارهای چرتی دیده می‌شوند.

سنگ‌های کرتاسه پایینی در ورقه سراب بیرون زدگی ندارند ولی رسوبات کرتاسه پسین در ناحیه مرکزی و خاور رشته کوه بزقوش برون‌زدگی دارند که به گونه‌ای دگرشیب طبقات رسوبی پرمین را می‌پوشانند. در اثر فعالیت‌های تکتونیکی گدازه‌های دیابازی تا آندزیتی همراه با توف در بخش زیرین کرتاسه تشکیل گردیده است این گدازه‌ها به رنگ خاکستری با حفراتی پر شده از کلسیت، کلریت، کلسدوئن بوده و متشکل از بلورهای پلاژیوکلاز با ترکیب متوسط (آندزین تا لابرادوریت) که معمولاً به کربنات‌ها و کلریت تجزیه شده‌اند، قرار دارند.

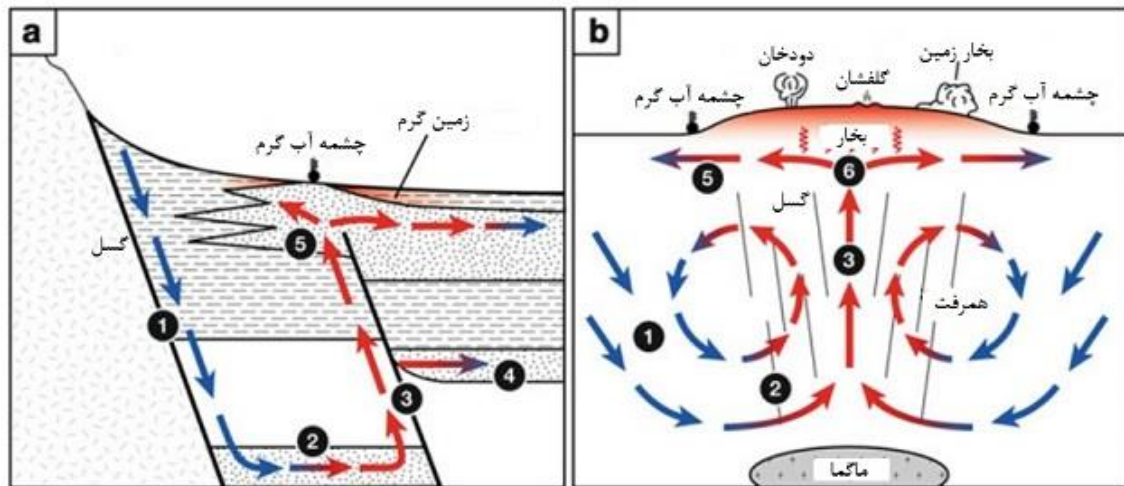
۲-۳-۵. جایگاه زمین‌شناسی در منابع ژئوترمال

از نظر زمین‌شناسی، منابع ژئوترمال ارتباط مهمی با توده‌های آذرین دارند؛ لذا در ابتدا به مطالعه و بررسی واحدهای سنگ‌های آذرین پرداخته خواهد شد. سنگ‌های آذرین جوان‌تر و یا اسیدی‌تر، ارتباط بیش‌تری با مخازن ژئوترمال دارند. واحدهای سنگی بازی و فوق بازی معمولاً دارای حرارت زیاد بوده ولی در اعماق بیش‌تر ایجاد می‌شوند؛ بنابراین اهمیت کمتری دارند. سنگ‌های آذرآواری از قبیل توف‌ها در رده بعدی قرار می‌گیرند. واحدهای سنگی دگرگونی، واحدهایی هستند که به دلیل فشار و حرارت زیاد، ایجاد شده‌اند. این فشار و حرارت می‌تواند در اثر فعالیت‌های زمین‌گرمایی ایجاد شده باشد؛ بنابراین پس از سنگ‌های آذرین و آذرآواری می‌توان سنگ‌های دگرگونی را دارای بیش‌ترین ارتباط با منابع ژئوترمال دانست. سنگ‌های رسوبی تقریباً فاقد ارتباط با منابع زمین‌گرمایی بوده و کمترین سهم را در این خصوص به خود اختصاص می‌دهند (Elders and Moore, 2016). به‌جز سنگ‌های تراورتن که در نتیجه فعالیت چشمه‌های آبگرم ایجاد می‌شوند که این چشمه‌ها خود نتیجه فعالیت‌های گرمایی هستند. در نتیجه تراورتن‌ها برخلاف سایر واحدهای رسوبی، اهمیت ویژه‌ای در مبحث زمین‌گرمایی دارند.

گسل‌ها و شکستگی‌ها برای حرکت آب از عمق به سطح زمین یا نزدیک سطح، مسیر را ایجاد می‌نمایند و باعث انتقال همرفتی انرژی به سطح زمین می‌شوند. بنابراین در سیستم‌های زمین‌گرمایی اهمیت زیادی دارند. چشمه‌های آبگرم در انواع سنگ‌های دگرگونی با درجه حرارت پایین و بالا و همچنین سنگ‌های غیردگرگونی یافت می‌شوند (Liu and Yu, 2003)؛ لذا جنس سنگ در پیدایش چشمه‌های آبگرم، اهمیتی ندارد.

یک سیستم ژئوترمال زمانی قابل مشاهده است که محیط سنگی، تراوایی لازم جهت صعود آب‌های ژئوترمال به سمت بالا را داشته و این آب‌ها در سطح زمین روان شود (Dipippio, 2005). بر اساس دما و سرعت جریان سیال ژئوترمال، شکل‌های سطحی متفاوتی مانند چشمه‌های آبگرم، تراوش طبیعی، فومارول‌ها، آبفشان‌ها، گل‌فشان‌ها و برکه‌های بخار آب می‌توانند ایجاد شوند (Haselwimmer and Anupma, 2013).

سیستم‌های ژئوترمال بسیاری وجود دارند که دارای علائم سطحی نبوده و به سیستم‌های کور معروف می‌باشند. این نوع سیستم‌ها هنگامی تشکیل می‌شود که سیال ژئوترمال قبل از رسیدن به سطح سرد شود؛ و یا به دلیل حرکت افقی آب در سفره‌های پایین‌تر و یا وجود لایه نفوذناپذیر به عنوان سرپوش، مانع حرکت آب به سطح زمین شود. تاکنون تلاش‌های بسیاری جهت اکتشاف سیستم‌های کور، انجام شده است کول‌باغ و شونل (۲۰۰۴). تعداد این نوع سیستم‌ها را به صورت قابل توجهی بیش‌تر از منابع شناخته‌شده تخمین زدند.



شکل ۲-۲. تصویر شماتیک سیستم‌های زمین‌گرمایی، (a) گردش عمیق سیالات در طول گسل‌ها، (b) مربوط به فعالیت‌های ماگمایی؛ فلش‌ها نشان‌دهنده حرکت آب‌ها هستند و اعداد نشان‌دهنده: (۱) منطقه شارژ آب‌های جوی، (۲) گرم شدن آب توسط منبع زمین‌گرمایی، (۳) حرکت صعودی سیال در امتداد گسل یا شکستگی، (۴) خروج جانبی سیال در آبخوان عمیق که تشکیل یک مخزن زمین‌گرمایی کور داده است، (۵) خروج در آبخوان کم‌عمق همراه با علائم سطحی، (۶) جوشش آب‌های زمین‌گرمایی در نزدیکی سطح، برگرفته از (Haselwimmer and Prakash, 2013).

چند نمونه از علائم و پدیده‌های سطحی مرتبط با مناطق زمین‌گرمایی در شکل ۲-۳ نمایش

داده شده است.



شکل ۲-۳. برخی از پدیده‌های سطحی مرتبط با منابع زمین‌گرمایی (a) چشمه‌های آبگرم و نهشته‌های سطحی همراه آن در چشمه‌های آبگرم ماموت در پارک ملی یلوستون ایالات متحده آمریکا، (b) آفشان‌های پارک ملی یلوستون ایالات متحده آمریکا، (c) دودخان یا فومارول، (d) گل‌فشان در پارک ملی آکان در ژاپن (Haselwimmer and Prakash, 2013).

یکی از پارامترهای مهم در سیستم‌های زمین‌گرمایی جهت تعیین منابع انرژی، حرارت این مخازن است. بنابراین سیستم‌های زمین‌گرمایی برحسب درجه حرارت به گروه‌های زیر تقسیم‌بندی می‌شوند:

سیستم‌های دما پایین: این نوع سیستم با دمایی پایین‌تر از ۹۰ درجه سانتی‌گراد، آبگرم غالب است و به صورت چشمه‌های آبگرم یا چکه و رسوخ رخ می‌دهند.

سیستم‌های دما متوسط (۹۰-۱۵۰) و دما بالا (۲۴۰-۱۵۰): در این نوع سیستم‌ها بخار غالب است؛ به گونه‌ای که سیال در زیر سطح به جوش می‌آید و به دلیل کاهش فشار هیدرواستاتیک، تولید بخار یا آب - بخار می‌نمایند. فومارول‌ها، آبفشان‌ها و بخارات زمین از این دسته هستند (Rybach, 1981).

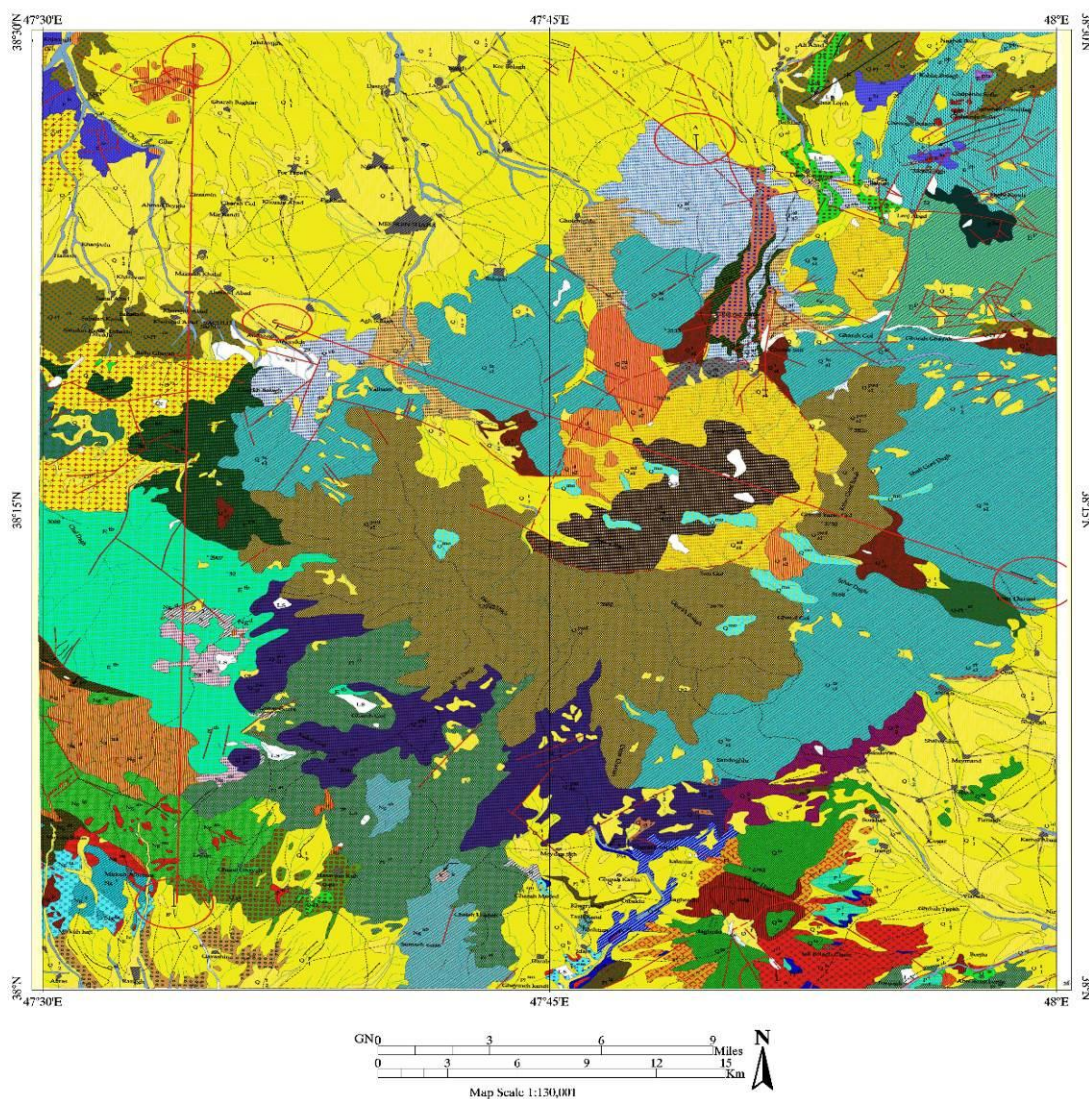
۲-۳-۶. انتخاب مناطق مساعد زمین‌گرمایی از دیدگاه زمین‌شناسی

- مناطق مساعد و مطلوب برای شناسایی منابع زمین‌گرمایی شامل موارد زیر می‌باشد:
- نزدیک گنبد‌های آتشفشانی که فرض می‌شود با یک یا چند منبع حرارتی در ارتباط باشند.
 - نزدیک مناطق نفوذپذیر سیستم که به عنوان گسل و شکستگی تعریف شده‌اند.
 - در مجاورت علائم سطحی (به عنوان مثال: چشمه‌های آبگرم، مناطق دگرسانی گرمابی اسیدی) که می‌تواند حرکت صعودی جریان را در سیستم نشان دهد.
- چشمه‌های آبگرم، آخرین فازهای فعالیت‌های ماگمایی می‌باشند. سه عامل در پیدایش چشمه‌های آبگرم مؤثر هستند که شامل منبع حرارت، منبع آب و مسیر حرکت جریان به سطح زمین می‌باشند (Liu et al., 2003).
- همچنان که آب‌های ژئوترمال با دور شدن از منبع زمین‌گرمایی سرد می‌شوند، بار معدنی محلول هم شروع به رسوب می‌نماید. در برخی موارد تراوش سطحی این گونه سیالات سبب ایجاد ذخایر معدنی تراورتنی می‌شود، که در اثر رسوب مواد معدنی موجود در سیال می‌باشد. در این خصوص می‌توان به سینترهای سیلیسی شامل شکل‌های مختلف نهشته‌های سیلیسی به‌وسیله سیالات با درجه حرارت بالای ۱۷۵ درجه سانتی‌گراد و تشکیل سنگ تراورتن با دمای پایین‌تر سیال زمین‌گرمایی و ایجاد ترکیبات بورات‌ها، سولفات‌ها و کلریدها اشاره کرد (Glasslay, 2014).

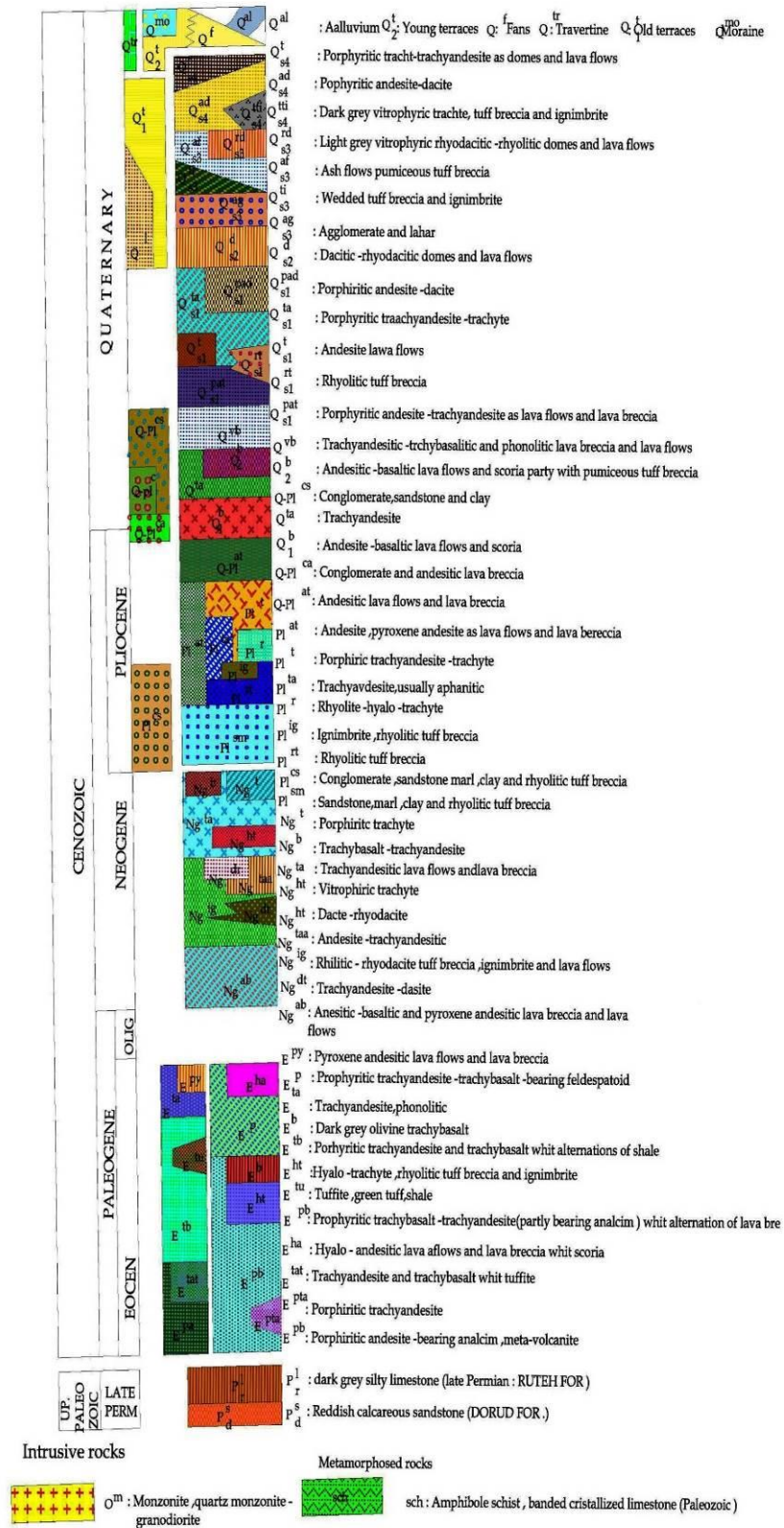
۳-۲. داده‌های مورد استفاده

در این بخش با استفاده از نقشه‌های زمین‌شناسی و نیز به‌کارگیری نسخه ۴/۷ نرم افزار ENVI، به شناسایی نمای کلی از سنگ‌های منطقه پرداخته می‌شود و در نهایت با استفاده از نسخه ۱۰/۳ نرم‌افزار ArcGIS به نمایش در آورده می‌شوند.

شکل (۲-۴)، نقشه زمین‌شناسی محدوده مورد مطالعه تهیه شده است.



LEGEND



شکل ۲-۴. نقشه زمین‌شناسی محدوده مورد مطالعه

فصل سوم

مطالعات سنجش از دور

سیستم‌های سنجش‌ازدور و تکنیک‌های پیشرفته پردازش تصاویر امکانات مناسبی را برای آنالیزهای مکانی، طیفی، و زمانی برای محققان، مدیران و برنامه‌ریزان فراهم نموده است. از جمله مزایای استفاده از سنجش‌ازدور، مقرون‌به‌صرفه بودن آن و امکان به‌روزرسانی سریع آن می‌باشد.

سنجش‌ازدور به‌عنوان ابزاری برای استخراج اطلاعات در مورد ساختار سطح زمین و ترکیبات زیر سطح زمین استفاده می‌شود، اما اغلب ترکیب اطلاعات حاصل از سنجش‌ازدور با دیگر منابع اطلاعاتی، مشاهدات دقیق‌تری را حاصل می‌کند. داده‌های چند طیفی با استفاده از منحنی‌های بازتاب طیفی اطلاعات مفیدی در مورد سنگ‌شناسی و ترکیبات سنگ‌ها به دست می‌دهند. رادارها برای نمایش توپوگرافی و پستی‌وبلندی سطح استفاده می‌شوند و بنابراین به‌ویژه هنگامی که با دیگر منابع داده ترکیب شوند بسیار مفیدند. سنجش‌ازدور محدود به کاربردهای مستقیم زمین‌شناسی نیست بلکه همچنین در پروژه‌هایی همچون طراحی مسیر رسیدن به معادن و تهیه نقشه‌های اصلی زمین‌شناسی، که اطلاعات زمین‌شناسی به آن‌ها مرجع می‌شوند یا تلفیق می‌شوند، کاربرد دارد.

به‌طور کلی استفاده از تصاویر سنجش‌ازدور در زمین‌شناسی مزایای زیر را در بر دارد:

الف) امکان دید وسیع منطقه

ب) توانایی آنالیز باندهای چند طیفی که با بهره‌گیری از آن‌ها امکان شناخت مواد مختلف در زمین بالا می‌رود.

ج) قابلیت تلفیق اطلاعات مختلف حاصل از سنجش‌ازدور، مثلاً تلفیق تصاویر اپتیک با تصاویر راداری یا تصاویر حرارتی یا ترکیب این تصاویر با داده‌های ارتفاعی و یا دیگر انواع اطلاعات چون نقشه‌های موضوعی، اندازه‌گیری‌های زمین‌شناسی و غیره که زمین‌شناس را به کشف ارتباط بین خصوصیات طبیعی پدیده‌های مختلف زمین نائل می‌سازد.

کاربردهای سنجش‌ازدور در زمین‌شناسی را می‌توان به موارد زیر خلاصه کرد:

تهیه نقشه‌های ساختار زمین و آنالیزهای زمین، نمایش واحدهای زمین‌شناسی، نمایش جابجایی‌های

زمین، تهیه نقشه خطواره‌ها و شکستگی‌ها و تفسیر زمین‌ساخت ناحیه بر اساس آن، اکتشاف معادن، تهیه نقشه بلایای طبیعی ناشی از زمین، زمین گیاه‌شناسی، زمین‌شناسی محیطی. تلاش‌های متخصصان فن‌آوری‌های فضایی و سنجش‌ازدور موجب شده است که با استفاده از اطلاعات و داده‌های ماهواره‌ای بتوان در جهت اعمال مدیریت صحیح و مبتنی بر دانش روز گام‌هایی برداشت. امروزه، شناسایی و مطالعه‌ی اجسام و پدیده‌ها با استفاده از سنجنده‌های حرارتی موجب تحول در سنجش‌ازدور شده و با استفاده از فن‌آوری سنجش‌ازدور حرارتی ممکن است بتوان با کم‌ترین هزینه و کوتاه‌ترین زمان، پروژه‌های زیادی در سطح جهانی، منطقه‌ای، ملی، استانی و محلی اجرا کرد (علوی پناه، ۱۳۸۳).

داده‌های سنجش‌ازدور مادون‌قرمز حرارتی می‌تواند، برای نقشه‌برداری و تعیین ناهنجاری‌های حرارتی در ارتباط با ویژگی‌های ظاهری انرژی زمین‌گرمایی مورد استفاده قرار گیرد. این رویکرد، سال‌های زیادی است که به‌عنوان یک ابزار مقرون‌به‌صرفه برای اکتشاف انرژی زمین‌گرمایی در سراسر مناطق بزرگ استفاده شده و امکان انتخاب گزینه‌ها برای اکتشافات مجدد با استفاده از پیمایش‌های زمینی هزینه‌بر را فراهم نموده است (Haselwimmer and Prakash, 2012). سنجش‌ازدور مادون‌قرمز حرارتی، روشی مؤثر برای شناسایی ناهنجاری‌های دمای سطح زمین است که ترکیب آن با تحلیل‌های زمین‌شناسی و درک سازوکار زمین‌گرمایی، رویکردی صحیح و کارآمد در اکتشاف مناطق زمین‌گرمایی می‌باشد (Qin et al., 2011).

نقش سنجش‌ازدور برای کاربردهای زمین‌گرمایی را مورد بررسی قرار دادند، آن‌ها نشان دادند که سنجش‌ازدور می‌تواند در مطالعات و اکتشافات انرژی زمین‌گرمایی با شناسایی ناهنجاری حرارتی سطح زمین با استفاده از تصاویر مادون‌قرمز حرارتی، نقشه‌برداری خطواره‌هایی که مسیرهایی برای عبور سیالات زمین‌گرمایی هستند و مشخص کردن مناطق دگرسان شده‌ی گرمایی با استفاده از

^۱. Sensor

الگوهای طیفی در بخش‌های مادون قرمز با طول موج کوتاه، سهمی داشته باشد (Yamaguchi et al., 1992).

کول باغ و همکاران (۲۰۰۷)، به شناسایی ناهنجاری‌های دمای سطح زمین در ارتباط با منابع زمین گرمایی با استفاده از تصاویر مادون قرمز حرارتی ماهواره‌ی ASTER در چشمه‌های آبگرم نوادا پرداختند. کین هولز و همکاران (۲۰۰۹)، با استفاده از تصاویر مادون قرمز حرارتی چند طیفی اقدام به اکتشاف انرژی زمین گرمایی در آکوتا، آلاسکا نمودند.

انرژی تابشی که از خورشید به صورت امواج انتشار می‌یابد، تابش الکترومغناطیسی نامیده می‌شود. طیف الکترومغناطیس، طیف پیوسته‌ای است که محدوده گاما تا امواج رادیویی را شامل می‌شود. امواج الکترومغناطیس به کار رفته در سنجش از دور، در باند داده‌های طیفی مختلفی مانند باندهای مرئی، مادون قرمز و ماکروویو قرار می‌گیرند (رسولی، ۱۳۸۷).

در چین تصاویر مادون قرمز حرارتی بدون پوشش ابر و مربوط به ماه‌های تابستان برای تخمین دمای سطح زمین و شناسایی ناهنجاری‌های دمای سطح زمین و تولید نقشه‌ی جلوه‌های سطحی در ارتباط با انرژی زمین گرمایی از جمله چشمه‌های آبگرم، آبفشان‌ها و دودخان‌ها استفاده نمودند، با استفاده از داده‌های سنجش از دور مادون قرمز حرارتی، از سنجنده‌ی ETM^+ به بررسی ناهنجاری‌های دمای سطح زمین در رابطه با انرژی زمین گرمایی در منطقه‌ی تنگ‌چانگ در چین پرداختند و چهار منطقه‌ی زمین گرمایی را معرفی نمودند (Qin et al., 2011).

سیاهان و همکاران (۲۰۱۱)، به بررسی پتانسیل انرژی زمین گرمایی با استفاده از روش سنجش از دور در منطقه‌ی پاتوها در جاوه‌ی غربی پرداخته‌اند و نقطه‌ی تمرکز مطالعه‌ی آن‌ها دستیابی به دمای سطح زمین بود. سامینتادیراج و همکاران (۲۰۱۱)، به شناسایی ناهنجاری‌های حرارتی با استفاده از باند مادون قرمز حرارتی و روش مگنتوتلوریک برای شبیه سازی یک مکان یابی زمین گرمایی در کوه سری مایی در اندونزی پرداختند.

وو و همکاران (۲۰۱۲) در چین، با استفاده از سنجش از دور مادون قرمز حرارتی و تهیه نقشه‌ی دمای سطح زمین به شناسایی اطلاعات حرارتی در ارتباط با گسل‌ها پرداختند. امروزه از اطلاعات به دست آمده از تصاویر ماهواره‌ای برای اهداف مختلف استفاده می‌شود که مهم‌ترین آن‌ها به شرح زیر است (کریم پور و همکاران، ۱۳۸۷):

- ❖ اکتشاف مواد معدنی
- ❖ اکتشاف مناطق برای انرژی زمین گرمایی
- ❖ تهیه نقشه‌های زمین شناسی
- ❖ مطالعات زیست محیطی
- ❖ مطالعه منابع آب
- ❖ منابع طبیعی
- ❖ مطالعات دریایی
- ❖ مطالعات هواشناسی و تغییرات یخچال‌ها
- ❖ بلایای طبیعی
- ❖ اقلیم شناسی
- ❖ کشاورزی
- ❖ سایر موارد

۳-۲. کاربرد سنجش از دور در اکتشاف منابع زمین گرمایی

در اکتشاف مناطق زمین گرمایی می‌توان از سنجش از دور به عنوان ابزاری با صرفه استفاده کرد و در نتیجه اهداف کوچک‌تری را برای مراحل بعدی اکتشاف مشخص کرد (Envea et al., 2006).

کاربردهای مفید سنجش از دور در اکتشاف میدان‌های زمین‌گرمایی، شامل تهیه نقشه کانی‌ها و تهیه بی‌هنجاری‌های حرارتی در ارتباط با فعالیت‌های زمین‌گرمایی می‌باشد. این تکنیک‌ها مکمل هم بوده و بهتر است هردو باهم مورد استفاده قرار گیرند، زیرا همه‌ی منابع زمین‌گرمایی هر دو خاصیت دمای سطحی بالا و دگرسانی کانی‌ها را باهم نشان نمی‌دهند (Envea et al., 2007).

سینترها (سنگ‌ها و کانی‌های به وجود آمده از مواد موجود در چشمه‌های آبگرم در محل این چشمه‌ها، توف، دگرسانی گرمایی (رس‌ها و سولفات‌ها) و ناهنجاری‌های حرارتی جزء شاخص‌های سطحی مناطق زمین‌گرمایی هستند (Calvin et al., 2005).

داده‌های طیفی به‌دست‌آمده از سنجش از دور با موفقیت برای شناسایی کانی‌های موردنظر در اکتشاف منابع زمین‌گرمایی مثل سینترها، کربنات‌ها، سولفات‌ها و سولفورهای طبیعی به کار گرفته می‌شود (Kruse, 1999; Martini et al., 2003; Hellman and Ramsey, 2004; Nash et al., 1999).

کانی‌های رسی و آهن جزء محصولات دگرسانی گرمایی سنگ‌ها بوده که با استفاده از خواص طیفی این کانی‌ها می‌توان مناطق دگرسان شده را شناسایی نمود (Sabins, 1999). شناسایی گسل‌ها و خطواره‌ها در اکتشاف مناطق زمین‌گرمایی از اهمیت زیادی برخوردار می‌باشد (Bowen, 1989). با استفاده از فن‌آوری سنجش از دور می‌توان این گسل‌ها و خطواره‌ها را شناسایی نمود (Fernandez et al., 2001).

ناهنجاری‌های حرارتی به وجود آمده از فعالیت‌های زمین‌گرمایی را می‌توان توسط تجزیه و تحلیل داده‌های سنجش از دور شناسایی نمود (Envea et al., 2007; Coolbaugh et al., 2003).

هدف از این بخش، بررسی روش‌های مختلف در تجزیه و تحلیل داده‌های سنجش از دور برای شناسایی شاخص‌های سطحی، گسل‌ها و خطواره‌ها و ناهنجاری‌های حرارتی موجود در منطقه زمین‌گرمایی سبلان تا سراب می‌باشد. این شاخص‌ها ما را در ارزیابی و اکتشاف ذخیره زمین‌گرمایی

منطقه موردنظر کمک می‌کند. بدین منظور ابتدا داده‌های سنجش‌ازدور به‌دست‌آمده از سنجنده‌های ETM⁺ و سنجنده‌ی ASTER مورد بررسی قرار می‌گیرد و سپس به بررسی روش‌های مختلف تجزیه و تحلیل این داده‌ها پرداخته می‌شود.

۳-۳. فیزیک دورسنجی

پدیده‌های و اشیای سطح زمین، بسیار متنوع و متغیر هستند. علاوه بر تنوع و تغییرات طبیعی، تاثیر بسیاری از پدیده‌های زمینی بر یکدیگر سبب تنوع بیشتر در ویژگی‌های آن‌ها می‌شود. این تفاوت‌ها می‌تواند بر میزان بازتاب‌های طیفی اثر گذاشته و دنیای بازتاب‌ها را بسیار پیچیده و متغیر سازد.

۳-۳-۱. انرژی الکترومغناطیس

این انرژی تنها هنگام برخورد با اجسام قابل شناسایی خواهد بود. انرژی الکترومغناطیس یکی از مهم‌ترین انرژی‌هایی است که در سنجش‌ازدور کاربرد اساسی دارد و سریع‌ترین وسیله ارتباطی میان اجسام دور و سنجنده است (Levin, 1999). این انرژی پس از برخورد به اجسام موجود به طرف سنجنده برگشت داده می‌شود و بعد از ثبت امواج الکترومغناطیس به‌صورت رقومی امکان ارزیابی و تشخیص الگوها و در نهایت شناخت پدیده‌های زمینی میسر می‌گردد.

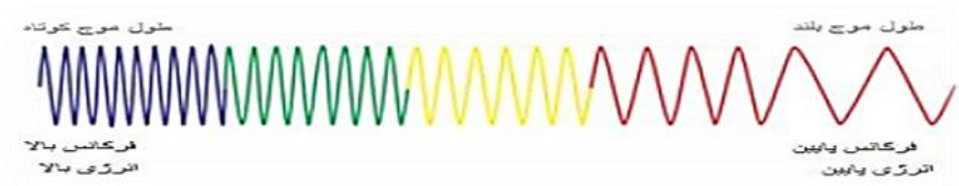
سنجش‌ازدور علم دریافت، پردازش و تفسیر تصاویر و داده‌های مرتبط با آن‌ها است که به‌وسیله هواپیماها و ماهواره‌ها به‌دست‌آمده و برهم‌کنش بین مواد و تابش الکترومغناطیسی را ثبت می‌کند (Sabins, 1997).

دو ویژگی تشعشع الکترومغناطیس یعنی طول‌موج و فرکانس در سنجش‌ازدور از اهمیت ویژه‌ای برخوردار است چون حاصل‌ضرب آن‌ها بیانگر سرعت انتقال انرژی است که طول‌موج λ نشان داده می‌شود و توسط واحدهای سیستم متحرک از قبیل نانومتر، میکرومتر، سانتیمتر و یا متر اندازه‌گیری می‌شود. مؤلفه دیگر انرژی الکترومغناطیس فرکانس است که بیانگر تعداد سیکل‌های

امواجی است که در یک مدت زمان معین از یک نقطه ثابتی می‌گذرد. فرکانس با واحد هرتز بیان می‌شود و با حرف λ نمایش داده می‌شود و سرعت نور با حرف C نشان داده می‌شود. (رسولی، ۱۳۸۷).
 رابطه (۱-۳) بین طول موج و فرکانس را نشان می‌دهد.

(۱-۳)

$$C = \lambda \gamma$$



شکل ۱-۳. رابطه بین طول موج و فرکانس

۳-۳-۲. طیف الکترومغناطیس

طیف انرژی الکترومغناطیس از نیروهای پی‌درپی تشکیل شده است که طول موج آن‌ها از اجزای نانومتر تا کیلومتر متغیر است (Levin, 1999). مهم‌ترین امواج شناخته شده در این محدوده به ترتیب افزایش طول موج عبارتند از: اشعه گاما، اشعه ایکس، اشعه ماوراءبنفش، امواج مرئی، امواج مادون قرمز، اشعه ماکروویو و امواج رادیویی می‌باشد.

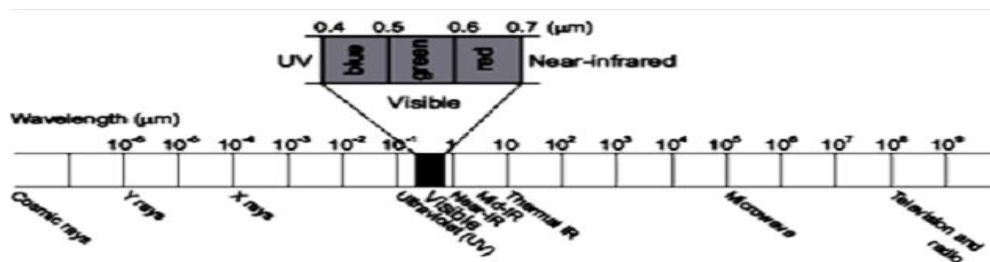
طیف مرئی^۱ بخشی از طیف است که طول موج آن بین ۰/۴ میکرومتر تا ۰/۷ میکرومتر را پوشش می‌دهد. تنها این قسمت از طیف‌های به صورت گسترده تابش الکترومغناطیس است. طول موج‌های بین ۰/۷ میکرومتر تا ۳ میکرومتر را مادون قرمز نزدیک^۲ طول موج‌ها بین ۳ میکرومتر تا ۳۰ میکرومتر را مادون قرمز میانی^۳ و مادون قرمز دور^۱ طیفی بین ۳۰ میکرومتر تا ۱ میلی‌متر را پوشش می‌دهد.

^۱. Visible

^۲. Near Infrared

^۳. Middle Infrared

مهم‌ترین بخش مادون قرمز بخش حرارتی^۲ آن می‌باشد که به طول موج‌هایی گفته می‌شوند که در اثر حرارت اجسام تولید شده و تابیده می‌شود. (شکل ۲-۳) محدوده امواج را نشان می‌دهد.



شکل ۲-۳. محدوده امواج الکترومغناطیس

۳-۳-۳. مکانیسم برخورد انرژی الکترومغناطیس با پدیده‌های سطحی

تشعشعات الکترومغناطیس قبل از ثبت و استفاده در سنجش از دور، مسافتی را درون اتمسفر طی می‌کنند و به سطح زمین می‌رسند. این محیط ناهمگن در یک مسیر نسبتاً طولانی بر روی انرژی الکترومغناطیس عبور می‌کنند و از خود تاثیر قابل ملاحظه‌ای می‌گذارند. این تاثیر معلول وجود عناصری مانند: گرد و غبار، مولکول‌های آب، اکسیدکربن و غیره است. کم و بیش به‌طور مطلق در هوا وجود دارند و باعث می‌شوند که بخشی از انرژی عبور کرده از جو، برابر پدیده‌هایی همانند جذب و یا پراکنش به سطح زمین نرسند (Levin, 1999).

۳-۳-۳-۱. پخش:

مکانیسم پخش موقعی رخ می‌دهد، که ذرات یا مولکول‌های موجود در اتمسفر موجب انحراف تشعشعات الکترومغناطیسی از مسیر اصلی خود می‌شوند. پدیده پخش در سه حالت قابل بررسی می‌باشند:

^۱ . Far Infrared

^۲ . Thermal Infrared

الف - پخش ریلی: در این نوع پخش اندازه ذرات موجود در اتمسفر در مقایسه با طول موج تشعشعات خورشیدی بسیار کوچکتر هستند. این ذرات شامل گرد و غبار، مولکول‌های اکسیژن و نیتروژن است. پراکندگی ریلی سبب می‌شود که طول‌موج‌های کوتاه‌تر بسیاری بیشتر از طول‌موج‌های بلندتر پراکنده شوند و این نوع پخش در قسمت بالایی اتمسفر غالب است و به همین دلیل آسمان در طی روز جلوه‌ای آبی دارد و در غروب قرمز مایل به نارنجی به نظر می‌رسد (Levin, 1999).

ب - پخش مای: این نوع پراکندگی زمانی رخ می‌دهد که اندازه ذرات در اتمسفر تقریباً برابر با اندازه طول موج تشعشعات رسیده است. عامل عمده به‌وجود آورنده پدیده‌ی مای، بخار آب و ذرات گرد و غبار می‌باشند. پدیده‌ی مای نسبت به پدیده‌ی ریلی طول‌موج‌های بلندتر را بیشتر تحت تاثیر قرار می‌دهد، و عمده آن‌ها در بخش‌های پایینی اتمسفر اتفاق می‌افتد، جایی که در آن ذرات بزرگ‌تر فراوان هستند (Levin, 1999).

پ - پخش غیر انتخابی: در نهایت نام پخش مهم دیگر، پخش غیر انتخابی است که علت نام این نوع پدیده آن است، که تمام طول‌موج‌های آن به‌طور یکسان پراکنده‌اند، و زمانی رخ می‌دهد که قطر ذرات بسیار بزرگ‌تر از طول موج باشد. قطرات آب، ذرات گرد و غبار می‌تواند سبب این نوع پراکندگی باشد. این نوع پخش موجب می‌شود تا مه و ابرها به رنگ سفید دیده شوند. زیرا نور آبی، سبز، قرمز به یک اندازه قابلیت پخش پیدا می‌کنند (Levin, 1999).

۳-۴. سکوها یا پلت فرم‌ها

وسایل حاملی هستند که سنجنده‌ها بر آن نصب می‌شوند، و شامل سکوهای زمینی (سه پایه)، سکوهای هوایی (هواپیما) و سکوهای فضایی (ماهواره) می‌باشند. سکوهای فضایی معمولاً در ارتفاع ۲۰۰ کیلومتری زمین قرار گرفته و سنجنده‌های مختلف را برای جمع‌آوری اطلاعات منابع زمینی و هواشناسی در خود جای می‌دهند. پلت فرم‌ها دارای سه ویژگی متمایز هستند که عبارتند از:

❖ **کیفیت تصویر و وضوح:** وضوح طیفی و وضوح تابش به ترتیب به بخشی از اندازه‌گیری

طیف الکترومغناطیسی و تفاوت در انرژی مشاهده شده اشاره می‌کند.

❖ **قدرت تفکیک فضایی:** به کوچکترین واحد اندازه‌گیری مسافت اشاره می‌کند و اشیاء با

حداقل اندازه مورد مشاهده شناسایی می‌کند.

❖ **زمان تکرار:** یعنی زمانی که دو تصویر پی‌درپی در همان محل بر روی زمین ادغام شوند

(آقاجانی، ۱۳۹۰).

عواملی مانند آلودگی (بازتاب)، شیب، توپوگرافی، سیما (ریخت)، میزان نشر و اینرسی حرارتی بر تغییرات دمای سطوح زمین در یک دوره زمانی ۲۴ ساعته اثر می‌گذارند (Taranik et al., 2009). این تغییرات به صورت بالقوه، بی‌هنجاری‌های کوچک دمایی را پنهان یا کم‌اثر می‌کنند. همچنین دمای سطحی می‌تواند تحت تأثیر عوامل غیر زمین‌گرمایی دیگری از قبیل آب و فعالیت‌های بشری باشد (Zhang et al., 2012).

از آن‌جا که داده‌های به‌کار گرفته شده در این پژوهش داده‌های مربوط به دو سنجنده ETM^+ (ماهواره لندست ۷) و ASTER (ماهواره ترا) می‌باشند، ابتدا به‌طور مختصر این سنجنده‌ها را معرفی نموده و سپس به تجزیه و تحلیل داده‌ها می‌پردازیم.

۳-۵. ماهواره لندست، سنجنده ETM^+

ماهواره لندست از قدیمی‌ترین ماهواره‌های مشاهده شده در زمین است، که توسط سازمان ملی هوانوردی و فضاوردی آمریکا (NASA)^۲ طراحی و در مدار زمین قرار گرفته است. استفاده جهانی اطلاعات سنجش‌ازدور، توسط ماهواره لندست در سال ۱۹۷۲ آغاز شد. این تحقیقات که با استفاده از قسمت‌های مختلف طیف الکترومغناطیسی صورت گرفته باعث افزایش کارایی زمین-شناسان در زمینه پژوهش‌های معدنی گردیده است. شامل سه نسل است نسل اول لندست ۱، ۲ و ۳ هستند که در طی سال‌های ۱۹۷۲ تا ۱۹۸۵ مورد استفاده قرار گرفتند. نسل دوم لندست ۴، ۵ و ۷ و نسل سوم آن لندست ۸ است.

^۱ . Enhanced Thematic Mapper

^۲ . National Aeronautics Space Administration

این ماهواره‌ها به‌طور هم‌زمان با خورشید به دور زمین چرخیده و از کل زمین به‌جز مناطق قطبی زمین (تا عرض‌های جغرافیایی ۸۱ درجه جنوبی و شمالی) به‌طور تکراری تصویربرداری می‌کند (Biradar et al., 2003).

ماهواره‌های لندست شبیه پروانه‌اند، قطر آن‌ها حدوداً ۱۵ متر و بلندی آن‌ها تقریباً ۳ متر است. این ماهواره‌ها از نوع خورشید آهنگ می‌باشند و هم‌اکنون تنها لندست ۷ و ۸ در حال استفاده هستند. لندست ۷ در سال ۱۹۹۹ پرتاب شد و در مدار قرار گرفت. این ماهواره دارای سنجنده‌ی نقشه‌بردار موضوعی پیشرفته (ETM^+) می‌باشد که دارای ۸ باند بوده و مشخصات آن در جدول (۱-۳) ارائه شده است. این ماهواره، دارای قابلیت‌های ویژه‌ای می‌باشد.

جدول ۱-۳: محدوده طول‌موج و مشخصه باندهای سنجنده ETM^+

شماره باند	محدوده طیفی (میکرومتر)	قدرت تفکیک مکانی (متر)	زمان پوشش کامل زمین ارتفاع مدار	ابعاد پوشش (کیلومتر)
۱	۰/۴۵ – ۰/۵۱	۳۰	۱۶ روز ۷۰۵ کیلومتر	۱۸۵ * ۱۸۵
۲	۰/۵۲ – ۰/۶۰	۳۰		
۳	۰/۶۳ – ۰/۶۹	۳۰		
۴	۰/۷۵ – ۰/۹۰	۳۰		
۵	۱/۵۵ – ۱/۷۵	۳۰		
۶	۱۰/۴ – ۱۲/۵	۶۰		
۷	۲/۰۹ – ۲/۳۵	۳۰		
پانکروماتیک	۰/۵۲ – ۰/۹	۱۵		

مزایای ماهواره لندست ۷:

- وجود باند پانکروماتیک

- بهبود قدرت تفکیک مکانی باند حرارتی از ۱۲۰ به ۶۰ متر

- وجود تنظیم کننده که تنظیم و تبدیل انرژی رادیومتری داده‌های سنجنده را بهبود می‌بخشد.

۳-۵-۱. شناسایی کانی‌های دگرسانی به‌وسیله سنجنده لندست ETM^+

دگرسانی‌ها به عنوان اطلاعات مفید و مؤثر جهت اکتشاف کانی‌ها مورد توجه‌اند. دگرسانی‌ها می‌توانند باعث تمرکزهای مشخصی از کانی‌ها شوند، که این تمرکزها به مکان، درجه و سن جریان سیال بستگی دارند.

هر چند که تصاویر استر دارای قدرت تفکیک بالاتری هستند اما استفاده از تصاویر ETM^+ به دلیل دارا بودن یک باند اضافی در بخش مادون قرمز نزدیک نسبت به تصاویر استر، جهت شناسایی اکسیدهای آهن کارایی بالاتری دارند. به همین دلیل در مطالعه‌ای که توسط ژانگ^۱ و همکارانش (۲۰۰۲) انجام شد، از تصاویر ETM^+ جهت تشخیص و استخراج کانی‌های دگرسانی واقع در شمال غربی در چین استفاده کردند. در این مطالعه آنالیز مؤلفه‌های اصلی بر روی باندهای ۱، ۴، ۵ و ۷ تصاویر ETM^+ جهت استخراج دگرسانی‌های دارای عامل OH و همچنین آنالیز مؤلفه‌های اصلی بر روی باندهای ۱، ۳، ۴ و ۵ جهت استخراج دگرسانی‌های دارای Fe^{2+} و Fe^{3+} به کار رفت. زون‌های دگرسانی مشخص شده به‌وسیله دورسنجی با داده‌های حاصل از بررسی‌های میدانی مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفتند. نتایج نشان داد که دگرسانی‌های حاوی OH بطور اساسی نشان دهنده دگرسانی‌های فلدسپار، فیلک و پروپلیتیک هستند. این دگرسانی‌ها ارتباط نزدیکی با نهشته‌های مس پورفیری دارند.

در مطالعه‌ای هم که توسط میا و فوجی‌متسو (۲۰۱۲) روی تصاویر ETM^+ ولکانیک‌های کوجو در ژاپن انجام شد، از ترکیب رنگی، نسبت باندی و آنالیز مؤلفه‌های اصلی جهت پردازش تصاویر استفاده شد. در این مطالعه ترکیب رنگی باندهای ۴، ۷، ۶ و ۴، ۷ و ۲ مناطق دگرسانی گرمایی را مشخص نمود.

¹ Zang

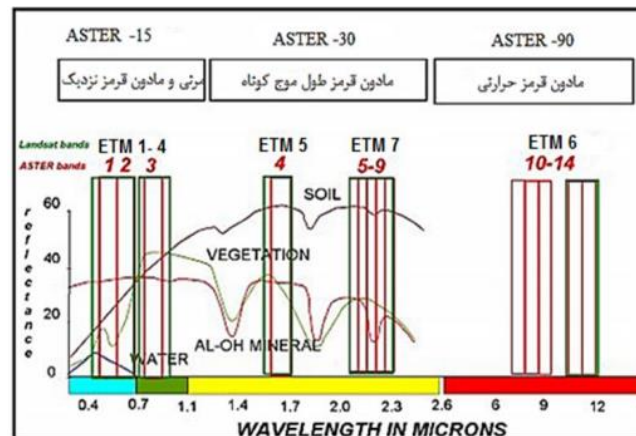
کانی‌های رسی در تصاویر ETM^+ دارای ویژگی جذبی قوی در باند ۸ و انعکاس بالایی در باند ۶ هستند به همین دلیل در این مطالعه نیز از نسبت‌های باندی ۵/۷ و ۳/۱ جهت تشخیص زون‌های دگرسانی استفاده گردید.

۳-۶. ماهواره ترا، سنجنده آستر (ASTER)^۱

ماهواره ترا حاصل پروژه مشترک کشورهای آمریکا، کانادا و ژاپن بوده که در سال ۱۹۹۹ به فضا پرتاب شد و دارای پنج سنجنده ASTER VNIR، ASTER TIR، MODIS، MISR، ASTER SWIR می‌باشد. ماهواره ترا، یک ماهواره خورشید آهنگ است، که به فاصله ۳۰ دقیقه پشت سر ماهواره Landsat ۷، حرکت می‌کند و از خط استوا در ساعت ۱۰:۳۰ قبل از ظهر به وقت محلی، عبور می‌کند. ارتفاع مدار این ماهواره ۷۰۵ کیلومتر از سطح زمین است و هر ۱۶ روز یک بار مسیر خود را به‌طور کامل می‌پیماید. رادیومتر پیشرفته فضا برد تابش حرارتی و انعکاسی (ASTER) یک سنجنده تصویری چند طیفی پیشرفته است، یکی از سنجنده‌های ماهواره ترا است، که در دسامبر سال ۱۹۹۹ به فضا پرتاب شد و در مدار زمین قرار گرفت. تصاویر آستر بر مبنای نیازهای زمین‌شناسی طراحی شده‌اند؛ بنابراین در این زمینه کارایی بالایی دارند. آستر با داشتن ۱۴ باند طیفی مختلف به دانشمندان و محققان امکان بررسی پدیده‌های زمینی در طول موج‌هایی نظیر مادون قرمز نزدیک، کوتاه و حرارتی که توسط چشم انسان قابل رویت نیست را می‌دهد. علاوه بر آن در یک باند نیز تصاویری با نگاه به عقب، به‌منظور تولید مدل رقومی ارتفاع (DEM)، در آن در نظر گرفته شده است. این سنجنده از قدرت تفکیک رادیومتری بسیار خوب (۱۰ و ۱۲ بیت) برخوردار است، به‌طوری که تصاویری با کیفیت و نسبت سیگنال به نویز بالا را موجب شده است. سنجنده آستر در بررسی و پایش پوشش ابر، یخچال‌ها، دمای زمین، کاربری اراضی، خاک‌شناسی، گیاه‌شناسی، زمین‌شناسی و... کاربرد دارد. سنجنده‌ی آستر با قدرت جدایش طیفی بالاتری نسبت به داده‌های ماهواره‌ی TM دارد، دسترسی به اطلاعات طیف الکترومغناطیس به نحو چشمگیری افزایش یافته است. قدرت

^۱ . Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer

تفکیک بهتر و تنوع باندهای سنجنده ASTER در محدوده‌های مرئی و مادون قرمز نزدیک (VNIR)، فرورسرخ طول موج کوتاه (SWIR) و مادون قرمز حرارتی (TIR)، امکان بررسی دقیق‌تر رفتار طیفی کانی‌های شاخص زون‌های دگرسان شده را میسر ساخته است. با این نتایج می‌توان نواحی امیدبخش را در محدوده‌های مورد مطالعه تعیین کرد.



شکل ۳-۳. باندهای سنجنده ASTER و ETM^+

جدول ۳-۲: خصوصیات باندهای سنجنده استر ASTER

تفکیک رادیومتریکی	تفکیک زمانی	تفکیک مکانی (متر)	بازه طیفی (میکرومتر)	شماره باند	زیر سیستم
۸ بایت	۴ الی ۱۶ روز و پهنای تصویربرداری ۱۸۰ کیلومتر	۱۵ متر	۰/۵۲ – ۰/۶۰	۱	VNIR
			۰/۶۳ – ۰/۶۹	۲	
			۰/۷۸ – ۰/۸۶	۳	
			۰/۷۸ – ۰/۸۶	۳	
۸ بایت		۳۰ متر	۱/۶۰ – ۱/۷۰	۴	SWIR
			۲/۱۴ – ۲/۱۸	۵	
			۲/۱۸ – ۲/۲۲	۶	
			۲/۲۳ – ۲/۲۸	۷	
			۲/۲۹ – ۲/۳۶	۸	
			۲/۳۶ – ۲/۴۳	۹	
۱۲ بایت		۹۰ متر	۸/۱۲ – ۸/۴۷	۱۰	TIR
			۸/۴۷ – ۸/۸۲	۱۱	
			۹/۲۷ – ۹/۹۲	۱۲	
			۱۰/۲۵ – ۱۰/۹۵	۱۳	
	۱۰/۹۵ – ۱۱/۶		۱۴		

۳-۶-۱. شناسایی کانی‌های دگرسانی به وسیله سنجنده استر ASTER

باندهای مادون قرمز کوتاه تصاویر استر با طول موجی در حدود (۲/۴۳ - ۱/۶۵) میکرومتر دارای توانایی بالایی جهت نقشه‌برداری کانی‌های دگرسانی گرمایی مانند آلونیت، پیروفیلیت، کائولینیت، ایلیت، مسکوویت، سرسیت و کربنات می‌باشند (Azizi et al., 2010).

در مطالعه‌ای که توسط بیرانوندپور و هشیم (۲۰۱۲)، انجام شد، به نقشه‌برداری زون‌های دگرسانی گرمایی همراه با کانه‌زایی مس پورفیری در جنوب شرقی کمر بند ولکانیکی ارومیه - دختر با استفاده از تصاویر استر پرداخته شد. روش‌های مختلف آشکارسازی از جمله آنالیز مؤلفه‌های اصلی، نسبت بانندی در این مطالعه بکار رفته است.

خالقی و همکارانش (۲۰۱۴)، بر روی قسمت جنوبی این کمر بند (ارومیه - دختر) با استفاده از تصاویر استر انجام گردید، روش‌های مختلفی هم‌چون نقشه‌برداری زاویه طیفی، واگرایی اطلاعات طیفی و آنالیز مؤلفه‌های اصلی به کار رفت که منجر به شناسایی ۳ گروه از کانی‌های دگرسانی شامل: ۱- سرسیت - ایلیت ۲- کائولینیت - مونتموریلونیت ۳- کلریت - کلسیت - اپیدوت شد. در هر دو مطالعه اعتبار و صحت نتایج حاصله از دورسنجی با مطالعات میدانی مورد بررسی قرار گرفت که کارآمد بودن روش‌های دورسنجی را در اکتشاف کانسارهای مس پورفیری نشان داد.

در مطالعه‌ای هم که توسط دی توماسو و روبین (۲۰۰۷)، انجام شد از نسبت بانندی، ترکیب رنگی حقیقی و نقشه‌برداری زاویه طیفی بر روی تصاویر استر جهت نقشه‌برداری کانی‌های دگرسانی همراه با نهشته‌های مس پورفیری استفاده گردید. آن‌ها با بررسی باندهای ناحیه مادون قرمز کوتاه ایلیت، کائولینیت، سرسیت و جاروسیت را تشخیص دادند. همچنین دگرسانی پتاسیک و سیلیسی را با استفاده از باندهای مادون قرمز حرارتی شناسایی نمودند.

اکسیدهای آهن گروه مهمی از کانی‌هایی هستند که با سنگ‌های دگرسانی گرمایی به‌ویژه در قسمت فوقانی نهشته‌های مس پورفیری یافت می‌شوند (Sabins, 1999).

۷-۳. داده‌های مورد استفاده

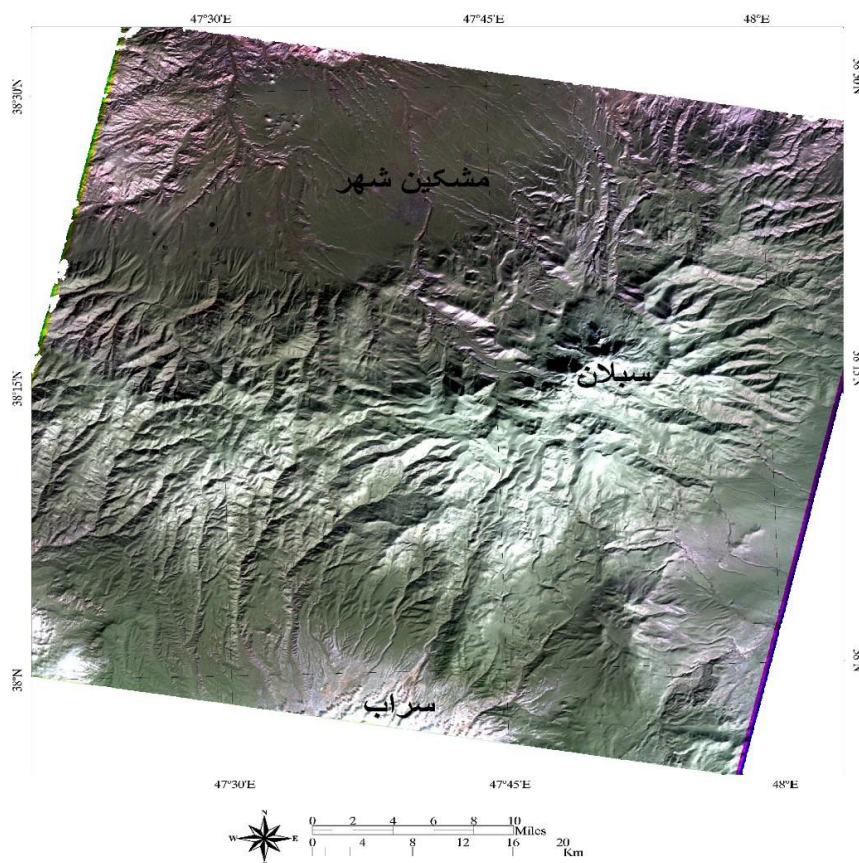
در این پژوهش برای مطالعه محدوده سبلان و سراب از دو تصویر ماهواره لندست سنجنده ETM⁺ با شماره گذر ۱۶۷ و ردیف‌های ۳۳ و ۳۴ که در تاریخ ۲۰۱۵/۰۵/۱۸ برداشت شده‌اند استفاده گردید. سپس این تصاویر، با استفاده از نرم‌افزار ENVI^۱ نسخه ۴/۷ کنار هم موزاییک شد ولی به دلیل اختلالات سنسوری بعد از موزاییک شدن طیف‌ها تغییر کردند و از موزاییک شدن خودداری شد و در نهایت بخشی از آن که پوشش‌دهنده محدوده جغرافیایی نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ مشکین‌شهر و سراب است، با ابزار برش جدا گردید. در بخش‌های مرکزی تصویر ایجاد شده، برف هم دیده می‌شود که به این دلیل، پیش از انجام پردازش‌های اصلی از ابزار ماسک برای حذف پیکسل‌های مرتبط با آن‌ها استفاده گردید. و قبل از انجام پردازش تصاویر، پیش پردازش‌های تصحیحات رادیومتری بر روی کلیه تصاویر انجام شد. در ادامه پردازش‌های اصلی شامل ترکیب بانندی، کمترین مربعات رگرسیون‌شده، آنالیز مؤلفه‌های اصلی و نسبت بانندی و نقشه‌برداری زاویه طیفی روی تصویر نهایی انجام گرفت و آثار و پدیده‌های مرتبط با پتانسیل‌یابی مناطق ژئوترمال احتمالی شناسایی شدند.

تصاویر مربوط به سنجنده استر نیز مانند سنجنده لندست پیش پردازش و تصحیحات انجام شده و پردازش شد. بعد از انجام کلیه پردازش‌های انجام شده دو سنجنده ETM⁺ و سنجنده ASTER، مناطق پوشش گیاهی، مناطق دگرسان شده، و در نهایت با استفاده از باندهای حرارتی هر دو سنجنده، مناطق پتانسیل بالای ژئوترمال در محدوده شناسایی شدند.

۸-۳. تصحیح رادیومتری:

تصحیح رادیومتری در واقع تصحیح داده‌هایی است که در اثر اختلالات سنسور و یا نویزهای اتمسفری به وجود می‌آید پس از تصحیح رادیومتری داده‌ها به گونه‌ای در می‌آیند که نمایانگر انعکاس واقعی پدیده‌های روی سطح زمین است. تصحیح رادیومتری از آنجایی لازم است که روشنایی یک منطقه مرتبط با هندسه دید و شرایط جوی و نیز نویزهای ایجاد شده در سنسور است (شکل ۳-۴).

^۱ . Environment for Visualizing Images



شکل ۳-۴. تصویر سنجنده ASTER بعد از تصحیح رادیومتری با ترکیب رنگی کاذب (۴۶۸)

۳-۸-۱. پردازش رقومی تصاویر

در اصل، تفسیر و پردازش تصاویر ماهواره‌ای را می‌توان فرآیندهای بررسی و تحلیل هدفمند شناسایی موقعیت‌ها، اشیاء، عوارض و پدیده‌های سطح زمین دانست که از طریق اعمال روش‌های آنالوگ (تفسیر بصری) و کامپیوتری (پردازش رقومی) توسط متخصصان صورت می‌گیرد. با استناد به روش‌های گرافیکی، آماری و ریاضی، می‌توان داده‌های حاصله از سنجنده‌ها را به‌منظور جستجو، تشخیص، اندازه‌گیری، طبقه‌بندی و ارزیابی موجودیت و اهمیت عوارض طبیعی و انسانی سطح زمین مورد تحلیل قرار داد تا الگوها و تغییرهای زمانی و مکانی مربوطه مدل‌سازی شوند. در چند سال گذشته، پیشرفت‌های چشمگیر در تولید انواع سنجنده‌های دقیق موجب گردیده است تا تقریباً تمامی اطلاعات مستخرج از تکنولوژی سنجش‌ازدور در فرمت تصاویر رقومی قابل پردازش گردند. به‌علاوه،

شتاب غیر قابل تصور در روند توسعه صنعت کامپیوتر، مانند فتوگرامتری، نقشه‌برداری اتوماتیک، سیستم تعیین موقعیت جهانی و سیستم اطلاعات جغرافیایی^۱ (GIS) با مقوله‌ی سنجش‌ازدور باعث ایجاد تحولات اساسی در اهداف و فرآیندهای سیستم‌های پردازش رقومی تصاویر ماهواره‌ای می‌شود. طی دهه‌های گذشته، بسیاری از تکنیک‌های تحلیل و پردازش تصاویر ماهواره‌ای به‌منظور تفسیر و استخراج هر چه بیشتر اطلاعات توسط متخصصان مربوطه ابداع شده است. انتخاب تکنیک و یا الگوریتم ویژه به نحوه استفاده و اهداف نهایی بستگی دارد (رسولی، ۱۳۸۷).

۳-۹. روش‌های تجزیه و تحلیل داده‌های سنجش‌ازدور

روش‌های تحلیل تصویر برای تبدیل داده‌های چندطیفی به تصاویر مرئی طراحی شده‌اند تا این که در آن‌ها تباین بین هدف مورد نظر و زمینه تصویر افزایش یافته و یا اطلاعاتی از پیکسل‌های موجود در تصویر به‌دست آید (Kujjo, 2010). روش‌های مختلفی در تجزیه و تحلیل داده‌های سنجش‌ازدور به کار می‌رود. با ورود رایانه‌های قوی‌تر به بازار این روش‌ها هم‌چنان در حال گسترش است.

در بین این روش‌ها، روش‌های ترکیب رنگی کاذب، نسبت‌گیری ریاضیاتی باندی، تجزیه و تحلیل مولفه‌های اصلی (PCA)، برازش به روش کمترین مربعات و فیلترکردن فضایی از روش‌های رایج و شناخته شده هستند. به کمک داده‌های سنجش‌ازدور سنجنده‌های (ETM⁺) و (ASTER) می‌توان با توجه به حساسیت‌های هر سنجنده بین طیف الکترومغناطیسی هر باند، از حرارت سطح زمین تخمینی به دست آورد.

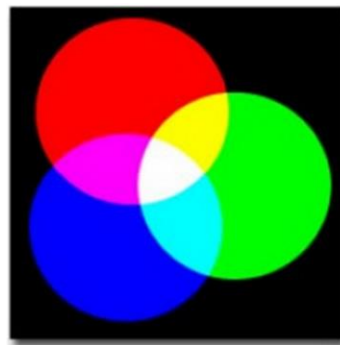
^۱ . Geographic Information System

۳-۹-۱. ترکیب رنگی کاذب^۱

چشم انسان قادر است تنها طول موج‌های مربوط به محدوده طیف مرئی را مشاهده نماید. بنابراین اگر بخواهیم سایر طول موج‌های مغناطیسی را مورد مطالعه و بررسی قرار دهیم باید این طول موج‌ها را در محدوده مرئی مورد پردازش قرار دهیم. رنگ‌هایی که چشم بشر می‌تواند ببیند ترکیبی از سه رنگ اصلی قرمز، سبز و آبی می‌باشند. ابزارهای نمایش تصویر، در واقع با تقلید از چشم انسان، تصاویر را در محدوده مرئی نمایش می‌دهند (رضایی، ۱۳۸۸).

تصاویر دیجیتالی معمولاً به ۳ رنگ اصلی قرمز، سبز و آبی (RGB) به صورت ترکیب رنگی نمایش داده می‌شوند (Shalaby et al., 2010).

افزودن سه رنگ قرمز، سبز و آبی در تصاویر چند طیفی، جهت نمایش طیف شاخص کانی به صورت ترکیب رنگی مورد استفاده قرار می‌گیرد که نشان‌دهنده بیشترین انعکاس در طیف آن کانی می‌باشد. این روش آشکارسازی به وسیله ترکیب باندهای مرئی و مادون قرمز حاصل می‌شود (Crosta and Moore, 1989). (شکل ۳-۵) ترکیب رنگ‌های اصلی محدوده مرئی طیف مغناطیسی را نشان می‌دهد.

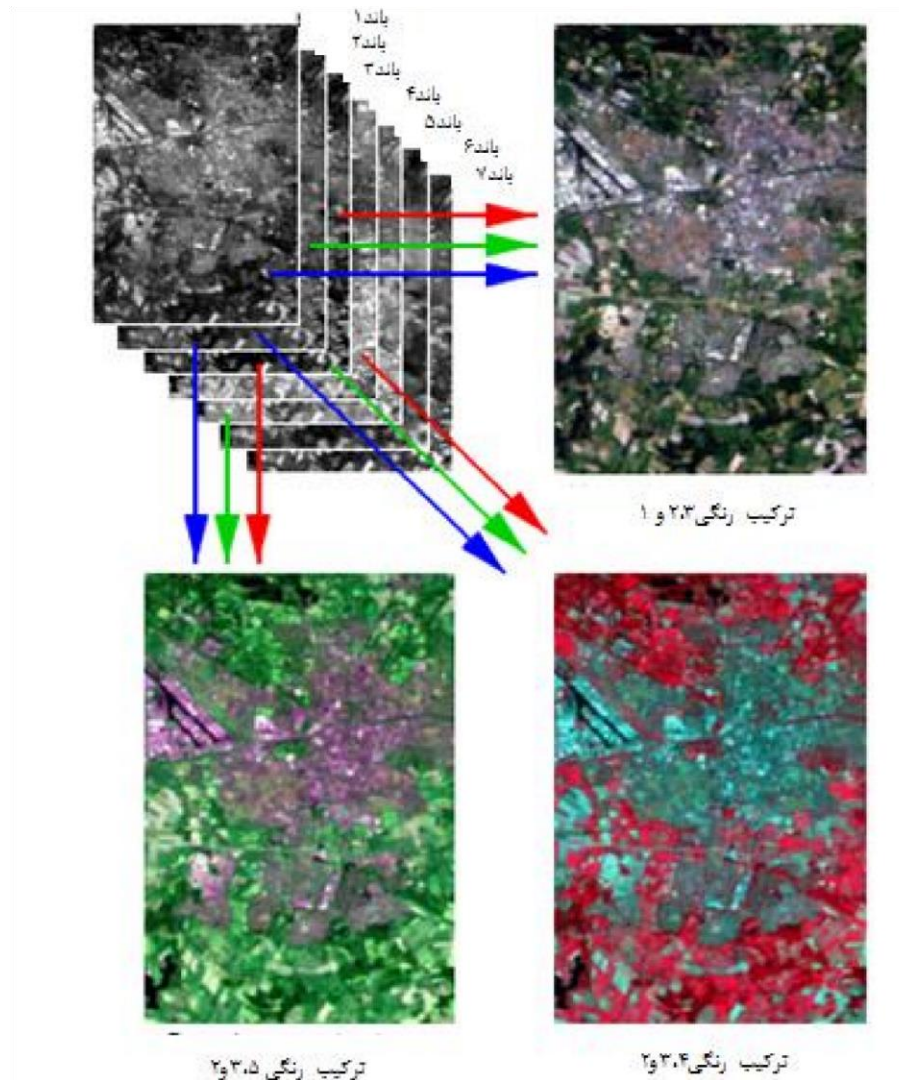


شکل ۳-۵. ترکیب رنگ‌های افزایشی

به همین دلیل است که با ترکیب سه باند اول سنجنده ETM^+ که باندهای مربوط به محدوده مرئی هستند، اگر $R=3$ ، $G=2$ و $B=1$ قرار داده شود، تصویر ماهواره‌ای با رنگ واقعی خود نمایش

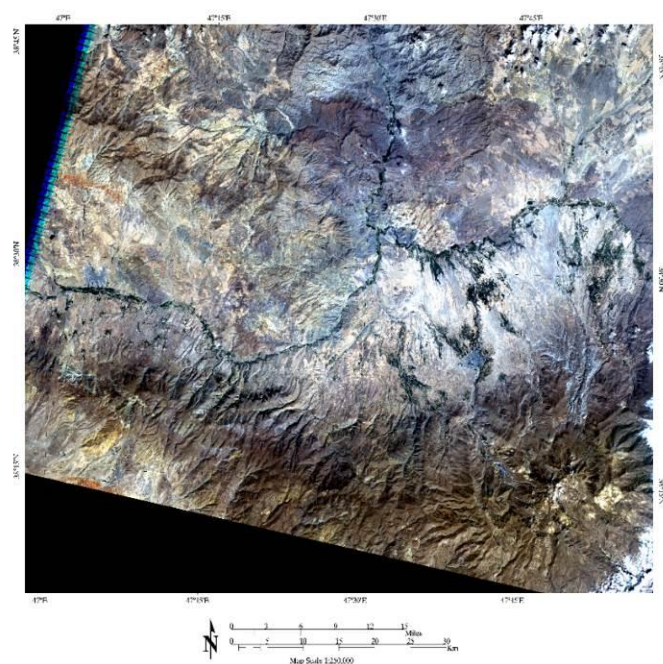
^۱ . False Color Composite

داده خواهد شد و به این ترکیب رنگی، ترکیب رنگی واقعی^۱ گفته می‌شود. به سایر ترکیب‌های رنگی، ترکیب رنگی کاذب اطلاق می‌شود (Vincent, 1997).



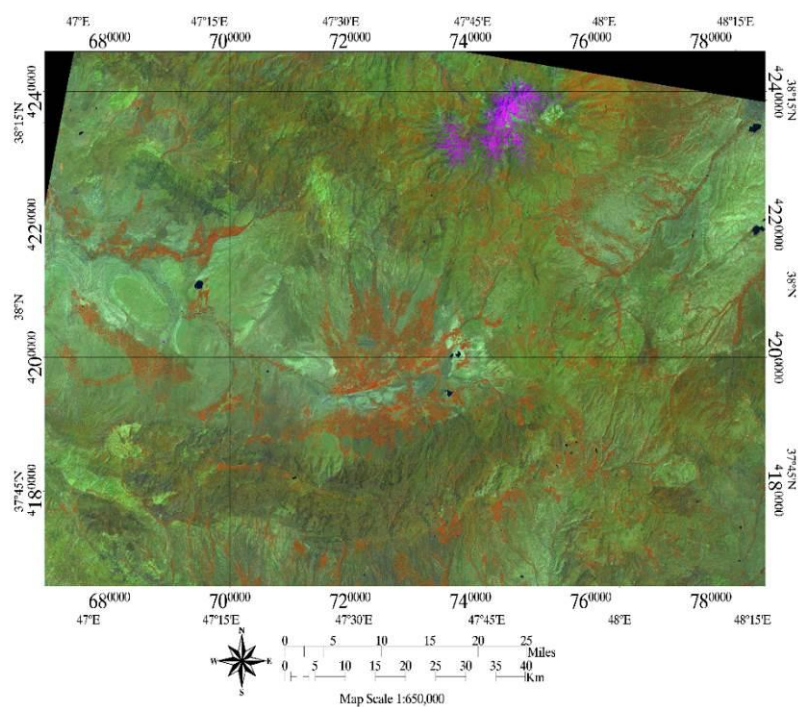
شکل ۳-۶. ترکیب رنگی کاذب ماهواره لندست سنجنده ETM⁺ در منطقه Enschede و اطراف آن ترکیب رنگی کاذب مشاهده می‌شود: رنگ طبیعی (۱ و ۲، ۳)، شبه رنگ (۲ و ۳، ۴) و ترکیب رنگی کاذب (۲ و ۳، ۵) دیگر باندها امکان‌پذیر است.

^۱ . True Color Composite



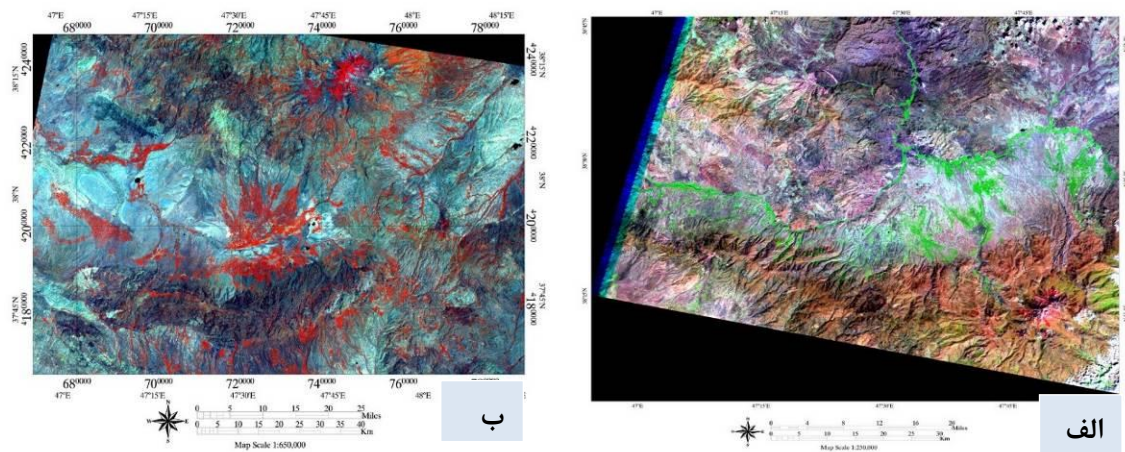
شکل ۳-۷. ترکیب رنگی کاذب حاصل از ترکیب رنگی باندهای ۲، ۳ و ۱ سنجنده ETM^+ در فیلترهای قرمز،

سبز و آبی در محدوده مورد مطالعه



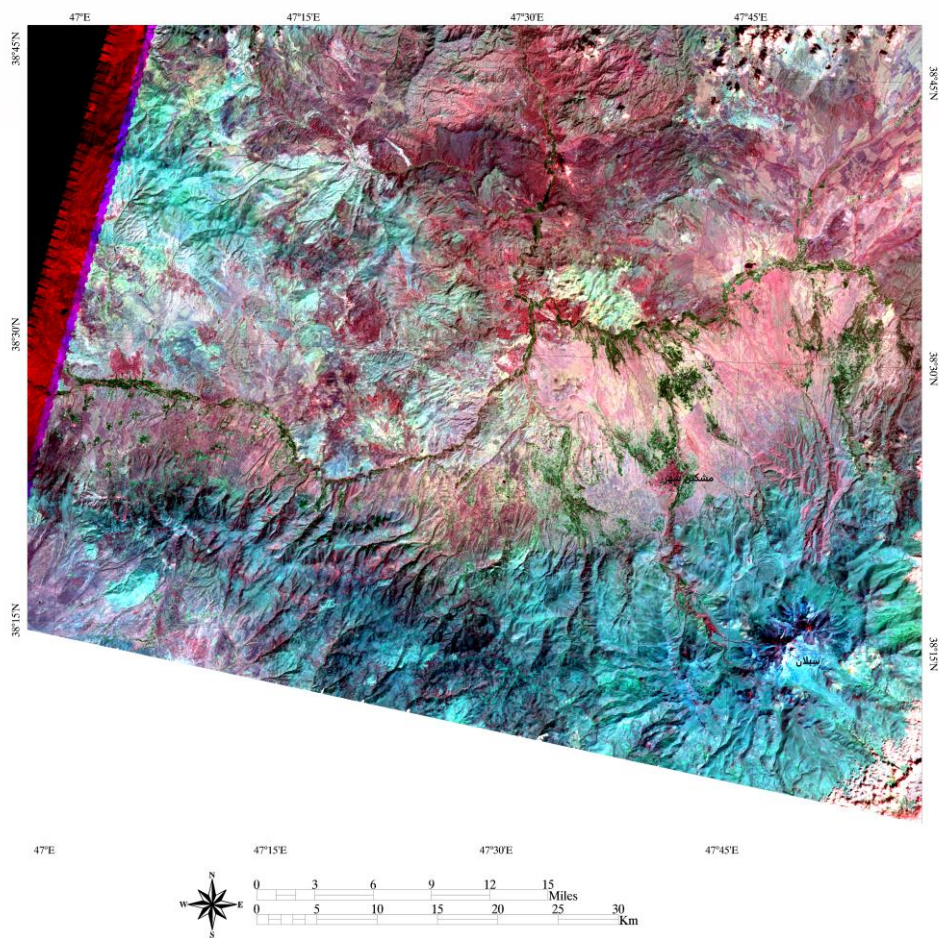
شکل ۳-۸. ترکیب رنگی کاذب حاصل از ترکیب رنگی باندهای ۲، ۳ و ۱ سنجنده ETM^+ در فیلترهای قرمز، سبز و

آبی در محدوده مورد مطالعه (پوشش گیاهی به رنگ قرمز و برفها به رنگ بنفش دیده می‌شوند).



شکل ۳-۹. الف و ب: ترکیب رنگی کاذب حاصل از ترکیب رنگی باندهای ۷، ۴ و ۲ سنجنده ETM^+ در فیلترهای

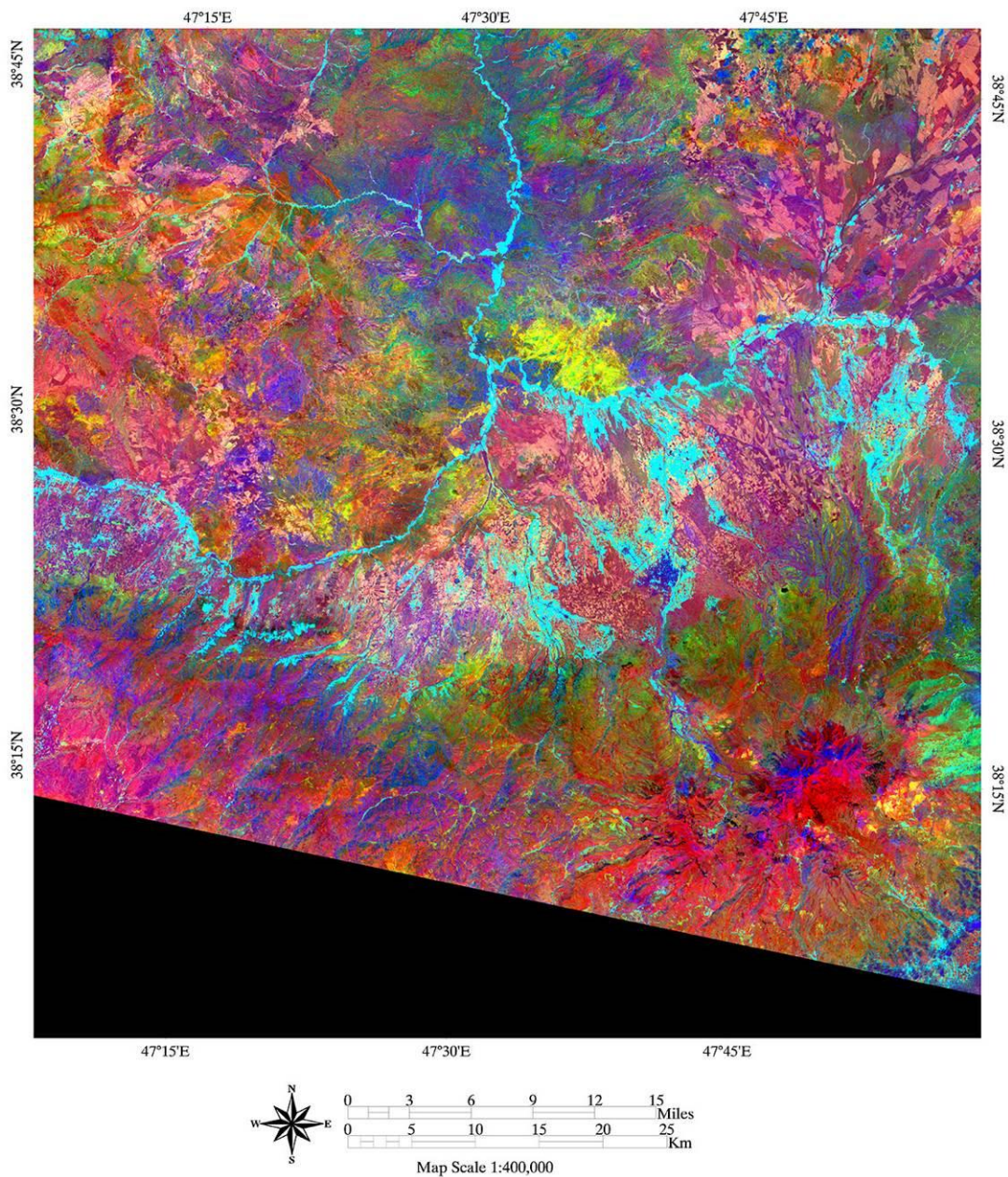
قرمز، سبز و آبی در محدوده مورد مطالعه



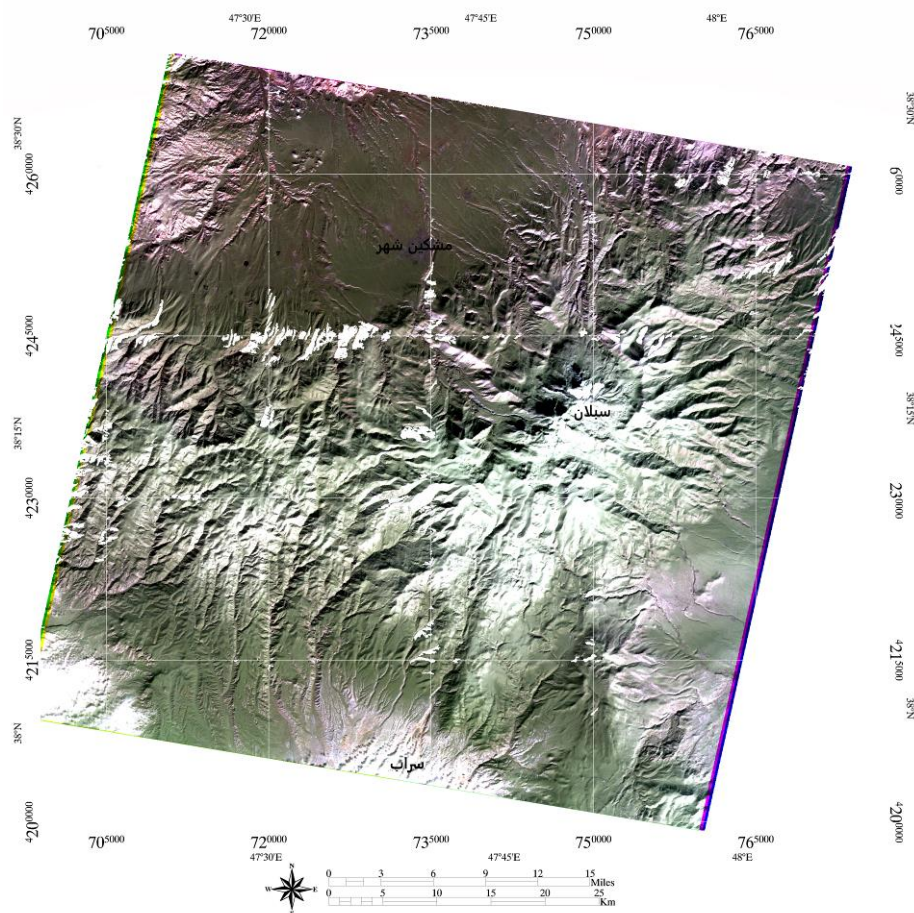
شکل ۳-۱۰. ترکیب رنگی کاذب حاصل از ترکیب رنگی باندهای ۱، ۵ و ۷ سنجنده ETM^+ در فیلترهای قرمز، سبز و

آبی در محدوده مورد مطالعه

در شکل (۳-۱۰) همانطور که مشاهده می‌شود با استفاده از ترکیب رنگی باندهای (۱، ۵ و ۷) سنجنده ETM⁺ در محدوده، منطقه کوه سبلان که به رنگ سرخابی در تصویر دیده می‌شود دگرسان شده است.



شکل ۳-۱۱. نسبت باندهای حاصل از ترکیب رنگی کاذب (3/1), (5/4), (5/7): (RGB) سنجنده ETM⁺ در محدوده مورد مطالعه (مناطق دگرسانی رسی در تصویر به رنگ سبز و زرد و مناطق دگرسانی پروپلیتیک به رنگ سفید تا سرخابی دیده می‌شود).



شکل ۳-۱۲. تصویر حاصل از انجام ترکیب رنگی کاذب (468): (RGB) سنجنده ASTER در محدوده مورد

مطالعه

با توجه به شکل (۳-۱۲)، تصویر حاصل شده از روش ترکیب رنگی کاذب قرمز، سبز و آبی (۴۶۸) سنجنده ASTER که منطقه سبلان را به رنگ سفید تا سبز نشان می‌دهد که این نشان دهنده دگرسانی در منطقه است و در شمال و شمال غرب و مناطقی از جنوب غرب در محدوده مورد مطالعه دگرسانی آرژیلیکی به رنگ سرخ دیده می‌شود.

۳-۹-۲. روش نسبت‌گیری باندهای^۱

نسبت‌گیری باندهای، یک روش پردازش تصویر چند طیفی است که شامل تقسیم یک باند بر باند دیگر است. این عمل، صرف‌نظر از روشن‌سازی مناطق، باعث بهسازی تصاویر می‌شود. این روش،

^۱ . Band Ratio

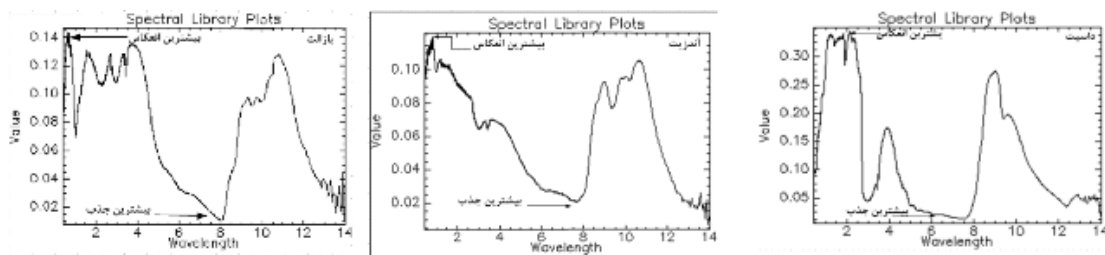
اثرات توپوگرافی و سایه‌ها را از بین برده، اختلاف بین درجات روشنایی را آشکارتر کرده و مرزها را مشخص‌تر می‌سازد.

بنابراین از این روش می‌توان برای جدا کردن مرز واحدهای سنگی استفاده کرد. با شناخت خصوصیات انعکاسی پدیده‌های مختلف و با استفاده از روش یادشده، می‌توان پدیده‌های مختلف را بارز ساخت (Abrams et al., 1983). در روش نسبت‌بندی باید بسته به منطقه و نوع کاربرد، باندهای مختلف را برهم تقسیم کرد تا بهترین نتیجه حاصل شود.

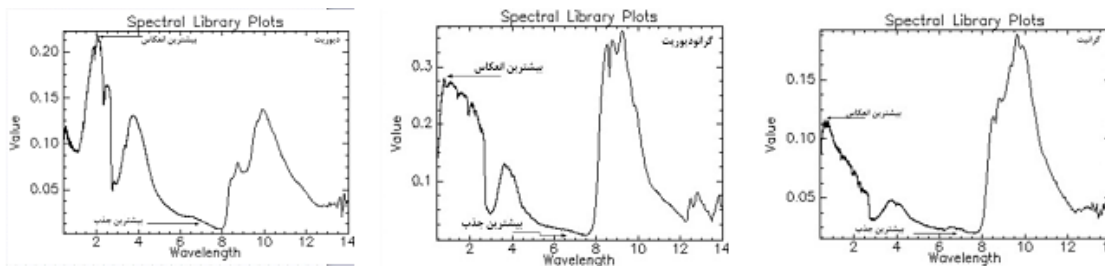
برتری اصلی این روش آن است که ویژگی‌های رنگی یا طیفی پدیده‌های تصویر را بدون توجه به تغییرات شرایط نوردهی منطقه که بر اثر تغییرات توپوگرافی ایجاد می‌شود، منتقل و بر محتوای رنگ داده تأکید می‌کند (Sabin, 1999). نسبت‌گیری باندی از جمله روش‌های است که برای نشان دادن اغراق‌آمیز تفاوت‌های واحد سنگی و کانی‌شناسی موجود در تصاویر ماهواره‌ای به‌کار می‌رود و حاصل تقسیم یا تفریق برخی باندها به برخی دیگر می‌باشد (Soe et al., 2008).

باتوجه به بازتاب زیاد اکسیدهای آهن در باند ۳ و جذب شدید آن‌ها در باند ۱، نسبت‌بندی ۳/۱ برای نمایش اکسیدهای آهن و به‌طور مشابه، نسبت‌بندی ۵/۷ برای نمایش کانی‌های رسی مناسب است. نسبت‌بندی ۴/۵ نیز برای دگرسانی‌های رسی و اکسید آهن، تقریباً میزان یکسانی دارد.

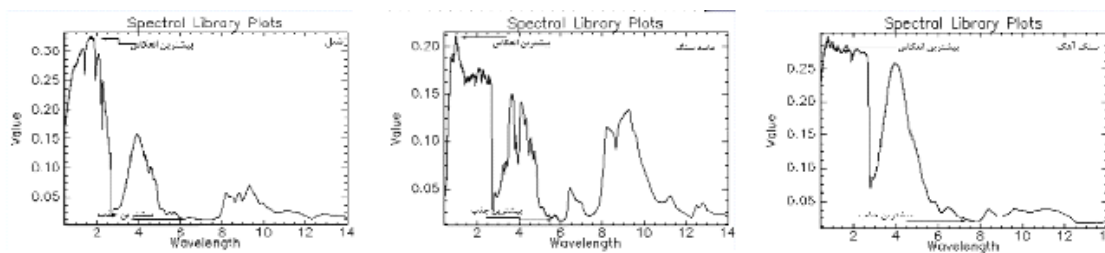
اساس روش نسبت‌گیری باندی بر تقسیم باند انعکاسی بر باند جذبی استوار است. به‌دلیل قرار گرفتن مقدار کم‌تر در مخرج کسر، حاصل تقسیم بزرگ‌تر شده و شاهد یک بزرگ‌نمایی در خصوصیات طیفی کانی مورد هدف خواهد شد.



شکل ۳-۱۳. نمودار بازتاب طیفی سنگ‌های آتشفشانی. داسیت، آندزیت و بازالت

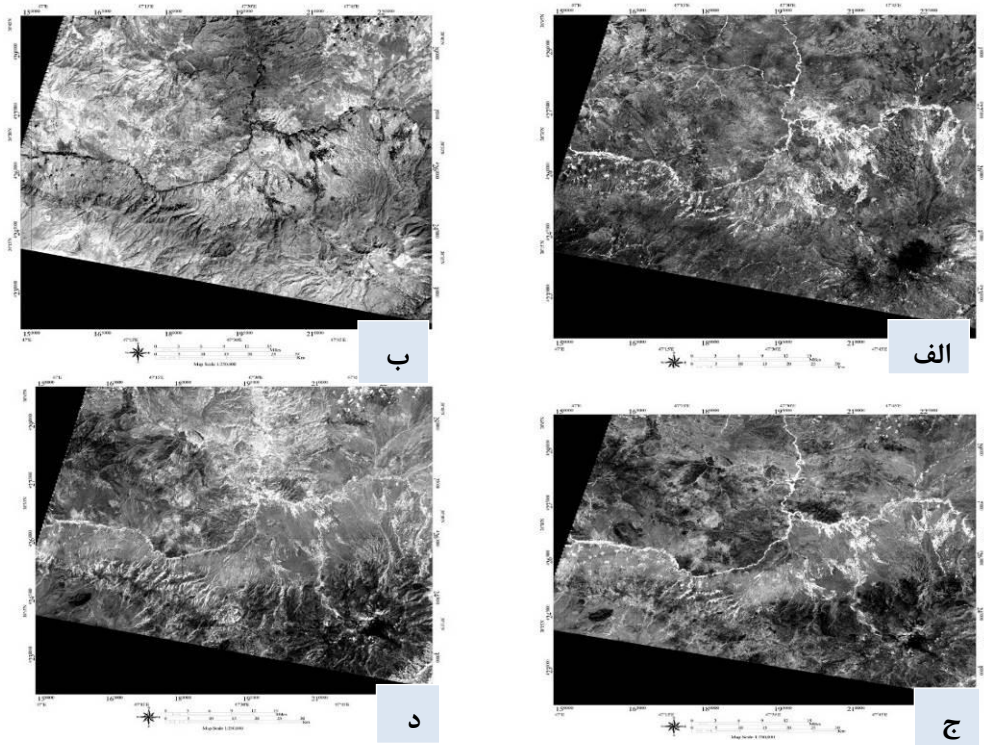


شکل ۳-۱۴. نمودار بازتاب طیفی سنگ‌های درونی. گرانیت، گرانودیوریت و دیوریت

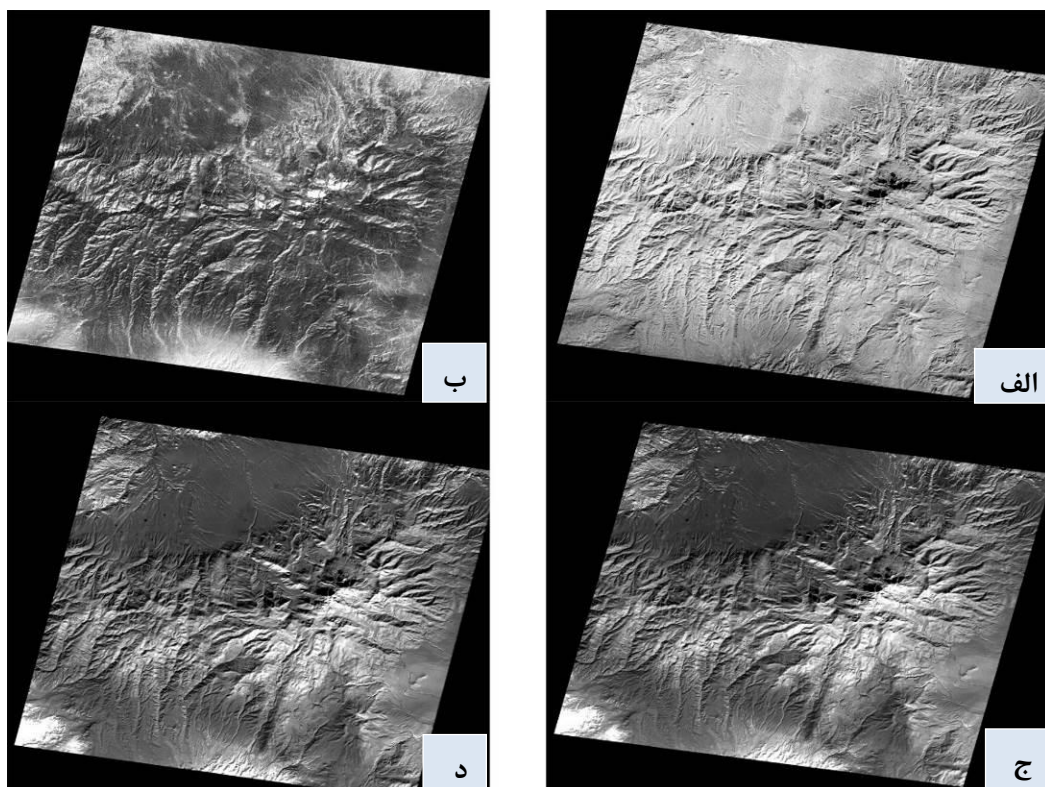


شکل ۳-۱۵. نمودار بازتاب طیفی سنگ‌های رسوبی. سنگ آهک، ماسه سنگ و شیل

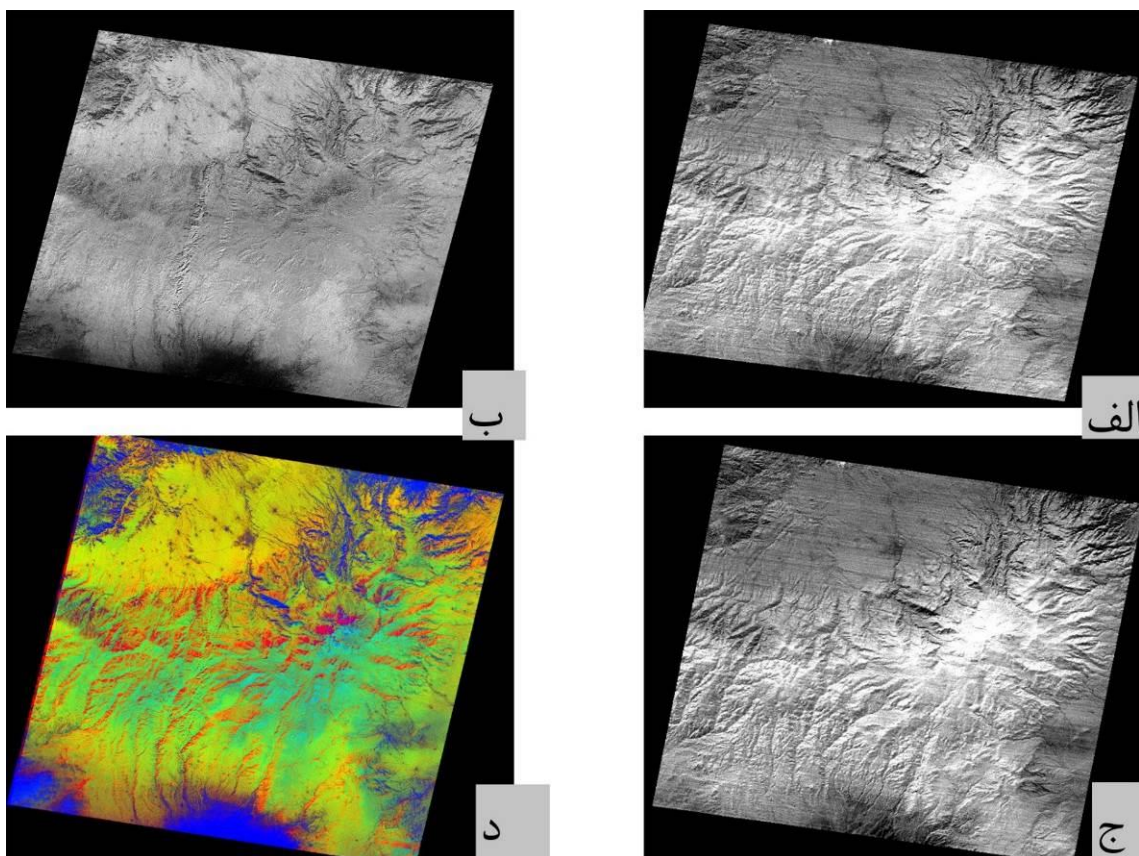
شکل (۳-۱۳)، مناسب‌ترین نسبت‌ها برای سنگ‌های آتشفشانی نمایش داده شده است، بیش‌ترین انعکاس در محدوده‌ی طول موج باند ۲ و بیش‌ترین جذب نیز در محدوده‌ی طول موج باند ۷ سنجنده ETM^+ است. در سنگ‌های دیوریتی بیش‌ترین و کم‌ترین انعکاس به ترتیب در محدوده‌ی طول موج باند ۳ و ۷ می‌باشد. شکل (۳-۱۴). همچنین در سنگ‌های گرانیتی، گرانودیوریتی و گابرو، بیش‌ترین انعکاس در محدوده‌ی طول موج باند ۱ و بیش‌ترین جذب نیز در محدوده‌ی طول موج باند ۷ می‌باشد. در مورد شکل (۳-۱۵) نیز که جهت آشکارسازی سنگ‌های رسوبی استفاده می‌شود برای ماسه سنگ‌ها و سنگ آهک‌ها بیش‌ترین انعکاس در محدوده‌ی باند ۵ و کم‌ترین انعکاس در محدوده‌ی باند ۷ می‌باشد، و برای سنگ‌های شیلی در باندهای ۴ و ۷ بیش‌ترین و کم‌ترین انعکاس وجود دارد.



شکل ۳-۱۶. تصاویر حاصل از پردازش نسبت بانندی سنجنده ETM⁺ الف: تصویر حاصل از نسبت بانندی (۵/۷)، محدوده که نشان دهنده‌ی نواحی حاوی کانی‌های رسی و کانی‌های هیدروترمال و گیاهان روشن‌تر از بقیه نقاط می‌باشد. ب: تصویر حاصل از نسبت بانندی (۳/۱) که نشان دهنده نواحی دربرگیرنده‌ی کانی‌های آهن‌دار روشن‌تر از مناطق دیگر پوشیده شده‌اند. ج: تصویر حاصل از نسبت بانندی (۴/۵)، پیکسل‌های روشن نشان‌دهنده‌ی کانی‌های رسی و کانی‌های آهن‌دار به مقدار یکسان در منطقه هستند. د: تصویر حاصل از نسبت بانندی (۱/۷)، نشان دهنده و بارزسازی مناطق آندزیتی و بازالتی در محدوده را نشان می‌دهد.



شکل ۳-۱۷. تصاویر حاصل از پردازش نسبت بانندی سنجنده ASTER الف: تصویر حاصل از نسبت بانندی (۵/۴)، پیکسل‌های روشن نشان دهنده‌ی دگرسانی آرژیلیک در محدوده می‌باشد. ب: تصویر حاصل از نسبت بانندی (۵/۶)، پیکسل‌های روشن دگرسانی فیلیک را نشان می‌دهند. ج: تصویر حاصل از نسبت بانندی (۹/۸)، پیکسل‌های روشن نشان دهنده‌ی دگرسانی پروپلیتیک می‌باشند. د: تصویر حاصل از نسبت بانندی (۶+۴)/۵، پیکسل‌های روشن نشان دهنده‌ی دگرسانی‌های آلونیت، کائولینیت و پروپلیتیک در محدوده مورد مطالعه می‌باشد.

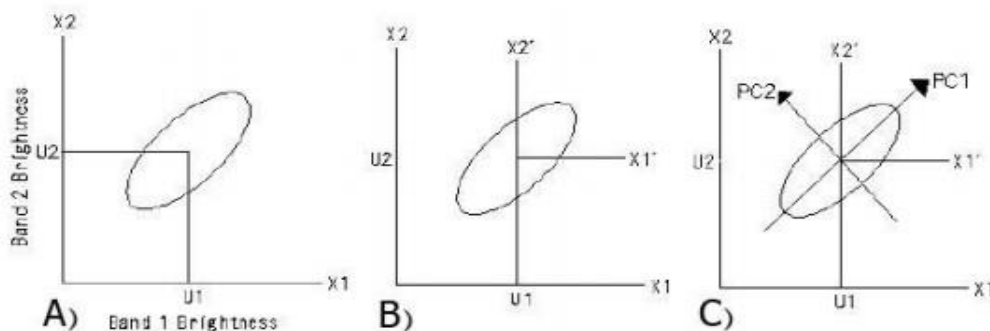


شکل ۳-۱۸. تصاویر حاصل از پردازش نسبت بانندی سنجنده ASTER الف: تصویر حاصل از نسبت بانندی (۱۳/۱۲)، پیکسل‌های روشن نشان دهنده‌ی کانی‌های دارای سیلیس در محدوده می- باشند. ب: تصویر حاصل از نسبت بانندی (۷/۶)، پیکسل‌های روشن نشان دهنده‌ی دگرسانی کائولینیت در محدوده می‌باشد. ج: تصویر حاصل از نسبت بانندی (۱۴/۱۲)، پیکسل‌های روشن نشان دهنده‌ی مناطق سنگ‌های غنی از کوارتز در محدوده می‌باشد. د: تصویر حاصل از نسبت بانندی (۱/۴، ۷/۵، ۵/۱)، نشان دهنده‌ی دگرسانی آلونیت به رنگ سبز- آبی پررنگ در محدوده دیده می‌شود.

۳-۹-۳. روش تحلیل مؤلفه اصلی^۱

اطلاعات باندهای مختلف تصاویر چندطیفی سنجش از دور، غالباً همبستگی دارند. معمولاً همبستگی منفی مابین باندهای مرئی و مادون قرمز و مثبت بین باندهای مرئی بر روی پوشش‌های خاکی و سنگی وجود دارد. وجود همبستگی مابین تصاویر باندهای چندطیفی حکایت از وجود اطلاعات مشترک و یا به عبارت دیگر تکرار اطلاعات است. وجود اطلاعات مشترک در باندها به صورت همبستگی مابین آن‌ها آشکار می‌شود. آنالیز مؤلفه‌های اصلی در اصل جهت فشرده‌سازی داده‌ها به کار می‌رود ولی در سنجش از دور جهت حذف اطلاعات تکراری و یا اضافی طیفی و متمرکز کردن اطلاعات چند باند که کم و بیش دارای همبستگی هستند در یک باند با واریانس بالا به کار می‌رود.

تبدیل مؤلفه‌های اصلی یک تبدیل خطی است که در آن محورهای مختصات فضایی چندباندی به گونه‌ای می‌چرخند که اولین محور در راستای حداکثر واریانس ارزش‌های باندها و دومین محور عمود بر محور اول و در راستای واریانس باقی‌مانده قرار می‌گیرد و به این ترتیب از تعداد n باند شرکت‌کننده در این تبدیل، n باند جدید ایجاد می‌شود که فاقد همبستگی بالا با یکدیگر هستند و دو باند اول PC در تجزیه و تحلیل نمی‌باشد. زیرا در PC پایین‌تر نویز افزایش یافته و تصویر حالت از هم پاشیدگی پیدا می‌کند.



شکل ۳-۱۹. نمایش نموداری رابطه بین دو مؤلفه اصلی اول: (A) پراکنش نقاط حاصل از ۲ باند به نام‌های x_1 و x_2 با میانگین‌گیری پراکنش U_1 و U_2 (B) سیستم مختصات جدید (C) چرخش محور مختصات (Sabin, 1997).

^۱ . principal component analysis

تحلیل مؤلفه‌های اصلی بر روی تصویر منطقه مورد نظر انجام گردید و جدول بردارهای ویژه حاصل از این پردازش به‌دست آمد (جدول ۳-۳). با توجه به این که کانی‌های رسی، بیش‌ترین بازتاب را در باند ۵ و بیش‌ترین میزان جذب را در باند ۷ دارند، مؤلفه‌ای که این دو باند بیش‌ترین اختلاف را در جدول مقادیر ویژه حاصل نشان می‌دهند، به‌عنوان مؤلفه مشخص‌کننده کانی‌های رسی می‌توان در نظر گرفت. کانی‌های اکسید آهن در باند ۳ بیش‌ترین و در باند ۱ کمترین بازتاب را دارند و مؤلفه پنجم نشان‌دهنده بیش‌ترین میزان اختلاف است. از طرفی این مؤلفه در باند ۳ (که بیش‌ترین انعکاس را داراست) مقداری منفی به خود گرفته است؛ لذا باید در یک منفی ضرب شود تا مقدار مثبت آن وارد پردازش‌ها گردد (شکل ۳-۲۰ الف).

۳-۹-۴. روش حداقل مربعات رگرسیون شده^۱

به کمک این روش می‌توان مشکل تداخل بازتاب نوری گیاهان با کانی‌های رسی را در باندهای مورد استفاده جهت شناسایی کانی‌های رسی برطرف نمود. کانی‌های رسی در باند ۵ ماهواره لندست ۷ بازتاب بالایی دارند؛ بنابراین از باقیمانده^۲ باند ۵ می‌توان برای آشکارسازی کانی‌های رسی در تصویر استفاده نمود. به‌همین ترتیب می‌توان از باقیمانده باند ۳ برای آشکارسازی مناطق دارای اکسید آهن و از باقیمانده باند ۴ برای مشخص نمودن پوشش گیاهی استفاده نمود (رضایی، ۱۳۹۰).

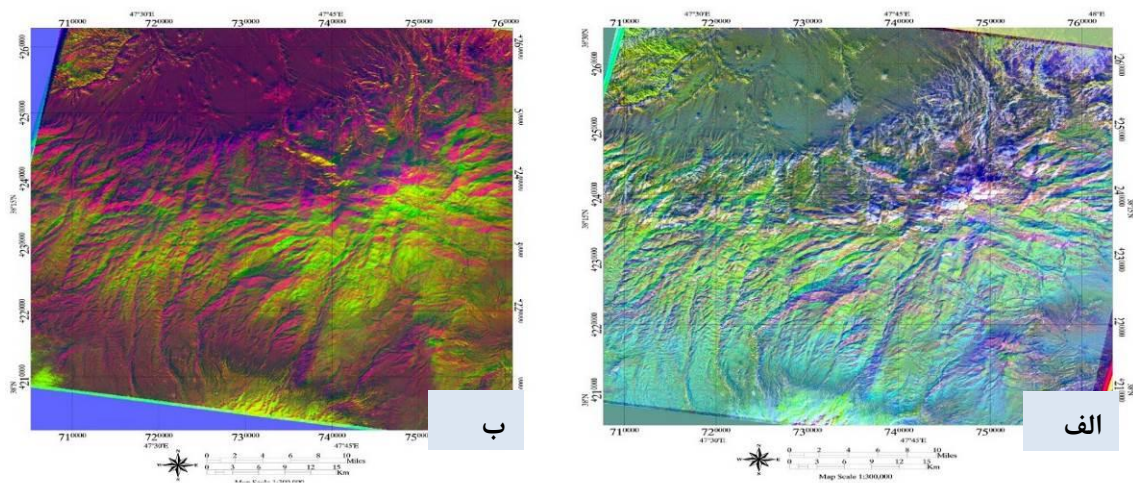
پس از ایجاد ترکیب رنگی $RGB = (3, 5, 4)$ ، مطابق شکل (۳-۲۰ ب) بخش‌های زردرنگ، نشان‌دهنده مناطق به‌شدت دگرسان هستند. همچنین اکسیدهای آهن به‌رنگ قرمز، کانی‌های رسی به‌رنگ سبز و پوشش گیاهی به‌رنگ آبی مشاهده می‌شوند.

^۱ Least Squares Fitting Method (LS-Fit)

^۲ Residual

جدول ۳-۳. داده‌های حاصل آنالیز مؤلفه‌های اصلی

Eigenvector	Band 1	Band 2	Band 3	Band 4	Band 5	Band 7
PC1	-۰.۱۲۵۰۸۸	-۰.۱۹۵۷۴۴	-۰.۳۱۰۵۰۲	-۰.۴۲۱۲۵۹	-۰.۶۳۵۳۰۰	-۰.۵۱۸۲۲۹
PC2	-۰.۴۵۳۷۸۱	-۰.۴۰۴۸۰۹	-۰.۴۴۴۹۸۳	-۰.۳۸۴۳۹۵	۰.۳۸۷۶۵۸	۰.۳۶۶۲۸۶
PC3	۰.۳۵۹۵۲۵	۰.۳۰۷۸۳۲	۰.۱۷۵۷۹۲	-۰.۶۸۴۴۹۴	-۰.۱۹۵۸۰۲	۰.۴۸۸۰۶۶
PC4	۰.۳۹۲۴۷۵	۰.۲۲۰۲۸۹	-۰.۲۴۲۰۳۴	-۰.۳۰۶۱۳۶	۰.۶۰۶۰۸۱	-۰.۵۲۷۰۷۰
PC5	۰.۴۸۷۰۵۵۰	۰.۰۱۱۴۰۱	-۰.۷۲۹۹۷۲	۰.۳۳۲۴۴۳	-۰.۱۹۵۴۰۹	۰.۲۸۴۸۲۶
PC7	۰.۵۰۷۸۹۸	-۰.۸۰۸۹۴۸	۰.۲۸۸۵۰۶	-۰.۰۴۴۸۶۳	۰.۰۴۷۵۱۸	-۰.۰۱۱۶۸۶



شکل ۳-۲۰. تصویر حاصل از پردازش باندهای سنجنده ASTER به روش تحلیل مولفات اصلی در محدوده مورد مطالعه الف: ترکیب رنگی مؤلفه‌های حاصل از آنالیز مؤلفه‌های اصلی، $RGB = (-PC5, PC4, (PC5-PC4)/2)$ ب: $RGB = (3, 5, 4)$ تصویر حاصل از انجام روش حداقل مربعات رگرسیون شده

اگر از مؤلفه‌های $-PC5$ و $PC4$ میانگین گرفته شود و ترکیب رنگی $R = -PC5$ ، $G = PC4$ و $B = (PC4-PC5)/2$ از مؤلفه‌های انتخابی، ایجاد شود، مناطق شدیداً دگرسان شده شامل هیدروکسید و اکسید آهن به رنگ زرد لیمویی نمایش داده خواهند شد (یوسفی و همکاران، ۱۳۸۷).

با توجه به شکل (۳-۲۰ الف)، نشان می‌دهد بخش‌های شدیداً دگرسان شده که با آنالیز مؤلفه‌های اصلی مشخص شده‌اند، به رنگ زرد نمایش داده شده و در شکل (۳-۲۰ ب)، همین بخش‌ها به روش حداقل مربعات به رنگ سرخابی مشخص شده‌اند.

۳-۹-۵. روش نقشه‌برداری زاویه طیفی^۱

نقشه‌برداری زاویه طیفی یک روش طبقه‌بندی سریع است که از راه محاسبه و ارزیابی میزان تشابه طیف تصویر و طیف مرجع عمل نقشه‌برداری را انجام می‌دهد (Kruse et al., 1993). این روش توسط محققان بسیاری مورد استفاده قرار گرفته است

(Kruse et al., 1993; Van der Meer et al., 1997; Hunter and Power, 2002).

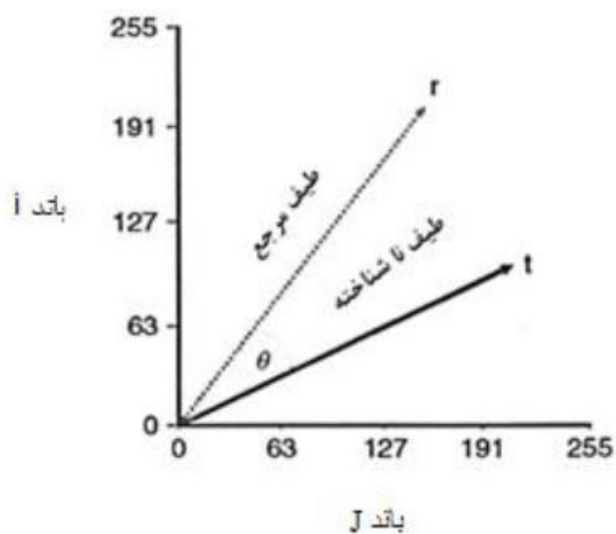
طیف مرجع می‌تواند بطور مستقیم از تصویر نیز استخراج شود (Rowan and Mars, 2003; Van der Meer, 1997).

این روش برای تصاویر فراطیفی ارائه گردیده است اما می‌توان آن را برای سنجنده‌هایی با قدرت تفکیک طیفی پایین‌تر نیز بکار برد (Rowan and Mars, 2003). این فرآیند از راه محاسبه زاویه طیفی بین طیف‌های تصویر و مرجع انجام شده، در واقع با تبدیل طیف‌ها به بردار در فضایی به ابعاد تعداد باندها، زاویه بین دو بردار را از طریق رابطه (۲-۳) محاسبه می‌کند:

$$\cos(\theta) = \frac{\sum_{i=1}^n r_i t_i}{\left(\sum_{i=1}^n r_i^2 \right) \left(\sum_{i=1}^n t_i^2 \right)} \quad \text{رابطه (۲-۳)}$$

که در آن N تعداد باندها، t طیف مورد آزمایش، r طیف مرجع و α زاویه بین دو بردار می‌باشد. در این روش برای محاسبه زاویه، جهت بردارها اهمیت دارد نه طول آن‌ها (Yang et al., 2008). خروجی این روش زاویه‌هایی بین صفر و یک است که هر قدر این زوایا کوچک‌تر باشد، طیف هدف موردنظر به طیف مرجع نزدیک‌تر است و تشابه نیز بیشتر است. همراه با خروجی نقشه‌برداری زاویه طیفی، تصویرهای Rule نیز تولید می‌شوند که فاصله زاویه‌ای (برحسب رادیان) بین طیف تصویر و طیف مرجع را نشان می‌دهند. پیکسل‌های تیره‌تر در تصاویر Rule، کوچک‌ترین زاویه طیفی را نشان داده و بیشترین شباهت را با طیف مرجع دارند (Kruse et al., 1993).

^۱ . Spectral Angle Mapper



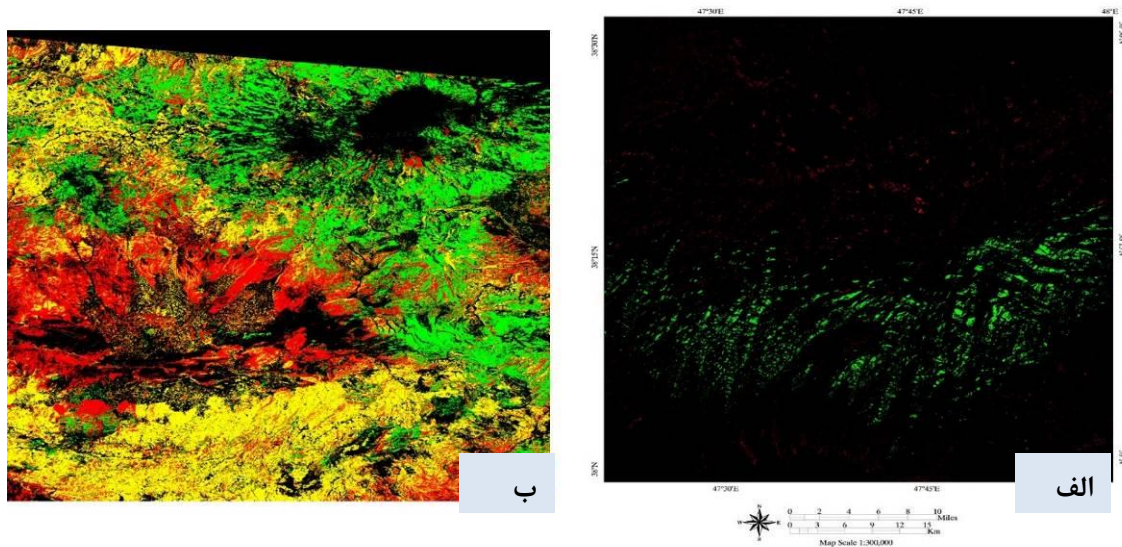
شکل ۳-۲۱. زاویه بین بردارهای طیفی مورد آزمایش (t) و مرجع (r) و زاویه انعکاسی طیفی بین آنها

جدول ۳-۴. امتیاز روش SAM در سنگ‌های آذرین

نام سنگ	SAM
گرانیت	۰/۶۴۲
گرانودیوریت	۰/۳۸۵
آندزیت	۰/۷۷۴
بازالت	۰/۶۶۶

جدول ۳-۵. امتیاز روش SAM در سنگ‌های رسوبی

نام سنگ	SAM
شیل	۰/۶۶۵
دولومیت و سنگ آهک	۰/۶۳۱
سنگ آهک	۰/۷۷۴
ماسه سنگ	۰/۶۷۰



شکل ۳-۲۲. تصاویر حاصل از اعمال روش SAM محدوده مورد مطالعه در تصاویر سنجنده ETM^+ در بخش جنوبی منطقه مورد مطالعه

نتایج حاصل از اعمال روش طبقه‌بندی SAM در محدوده جنوبی ناحیه مطالعاتی طیف یک سنگ‌های دارای پوشش گیاهی، آب و برف را به رنگ سیاه، و طیف دوم سنگ‌های آندزیتی به رنگ سبز و طیف سوم سنگ‌های آندزیت و بازالتی را با رنگ زرد و طیف دیگر محدوده نهشته‌های آبرفتی و پادگانه‌ها را با رنگ قرمز نشان می‌دهد.

۳-۱۰. کتابخانه طیفی کانیاپی

بکارگیری تکنیک طیف‌سنجی و داده‌های سنجش‌ازدور در شناسایی واحدهای لیتولوژی به‌طور مستقل و بدون آگاهی از رفتار طیفی سنگ‌ها در طول موج‌های مختلف الکترومغناطیسی نمی‌تواند چندان نتیجه‌بخش باشد. پژوهشگران زیادی به بررسی طیف‌سنجی انعکاسی در محیط آزمایشگاه و محیط طبیعی پرداخته‌اند و با ثبت طیف پدیده‌های مختلف روی زمین در محدوده مرئی مادون‌قرمز، به خصوص سنگ‌ها و کانیاها و آنالیز دقیق این طیف‌ها که نماینده منحصر به فرد اشیاء و

پدیده‌های مختلف می‌باشند، اقدام به تهیه کتابخانه‌های طیفی نموده‌اند (Sabins, 1999). این کتابخانه‌های طیفی شامل طیف‌های مرجعی هستند که از جمع‌آوری آزمایشگاهی یا میدانی داده‌های انعکاسی، تشعشع اندازه‌گیری شده یا شبیه‌سازی شده به‌دست می‌آیند (Gabriel, 2007).

سنجنده استر که توسط ناسا بر روی فضاپیماهای ترا نصب شده، به‌طور گسترده در زمین‌شناسی و سایر مطالعات علمی مورد استفاده قرار می‌گیرد. بر همین اساس یک کتابخانه با استفاده از طیف مربوط به مواد طبیعی و مواد مصنوعی، تحت عنوان کتابخانه طیفی استر گردآوری شده است. این کتابخانه متشکل از مجموعه‌ای از اطلاعات استاندارد به همراه اطلاعات کمکی کتابخانه‌های طیفی JPL JHU و کتابخانه USGS است. کتابخانه طیفی استر شامل طیف‌های مربوط به ۲۳۰۰ نوع ماده طبیعی و مصنوعی است که محدوده طول موج مرئی تا مادون قرمز حرارتی ($15/4 - 0/4$) میکرومتر را پوشش می‌دهد. اولین نسخه این کتابخانه ۱/۲ بود که در جولای سال ۱۹۹۸ تهیه شد و ۴۰۰۰ نسخه از آن در بیش از ۹۰ کشور دنیا منتشر گردید. جدیدترین نسخه آن (V2) است که با همکاری سازمان زمین‌شناسی ملی آمریکا و جانز هافکینز تهیه شد (Baldridge et al., 2009).

۳-۱۱. فیلتر کردن (شناسایی خطواره‌ها) و زمین‌شناسی ساختاری

عمل پردازشی که با استفاده از آن برخی درجه‌های روشنایی را برای ایجاد یک تصویر به کار می‌بریم، اصطلاحاً فیلتر کردن نام دارد. در واقع فیلتر کردن نوعی تغییر ارزش‌های طیفی است که در آن ارزش هر پیکسل نسبت به پیکسل همسایه‌اش تغییر می‌کند و تصویر جدیدی می‌سازد که می‌تواند تباین آن با تصویر اصلی متفاوت باشد. فیلتر بالاگذر، موجب انتقال میزان بیشتری از درجه‌های روشنایی بالا می‌شود. در مناطق همگن نتیجه‌ای برابر با صفر می‌دهند و در حالتی که تفاوت زیادی بین مقدار درجه روشنایی یک پیکسل و پیکسل‌های همسایه وجود داشته باشد، نتیجه مثبت یا منفی بزرگی را ارائه خواهد داد (علوی پناه، ۱۳۸۲).

عمل فیلتر کردن برای دسترسی به تصاویری تفکیک شده و برجسته تر و باکیفیت بهتر در اثر اعمال نمودن توابع یا عملگرهای فیلتر در حوزه فضای تصویر و یا در حوزه فراوانی مکانی انجام می-شود. به کمک عمل فیلتر کردن می توان گسل ها و خطواره هایی که در منطقه مورد مطالعه وجود دارد را از طریق تصاویر ماهواره ای شناسایی نمود. فیلترهایی که در حوزه فضای تصویر عمل می نمایند، برای برجسته نمودن و یا پنهان نمودن پدیده های موجود در تصویر براساس تکرارپذیری فضایی این پدیده ها، طراحی شده اند. برای مثال تغییرات سریع و زیاد درخشندگی پیکسل های تصویر نشان دهنده سطوحی با تکرارپذیری فضایی زیاد و به عبارت دیگر ناهمواری است، درحالی که تکرار پذیری فضایی کم نشان دهنده همواری سطح می باشد که در آن تغییر پذیری درخشش پیکسل ها کمتر است (Kujjo, 2010).

در مورد داده های تصویر رقومی، فیلتر کردن تصویر معمولاً با عمل پیچش توسط یک عملگر ماتریسی $n \times n$ انجام می پذیرد (رابطه ۳-۳).

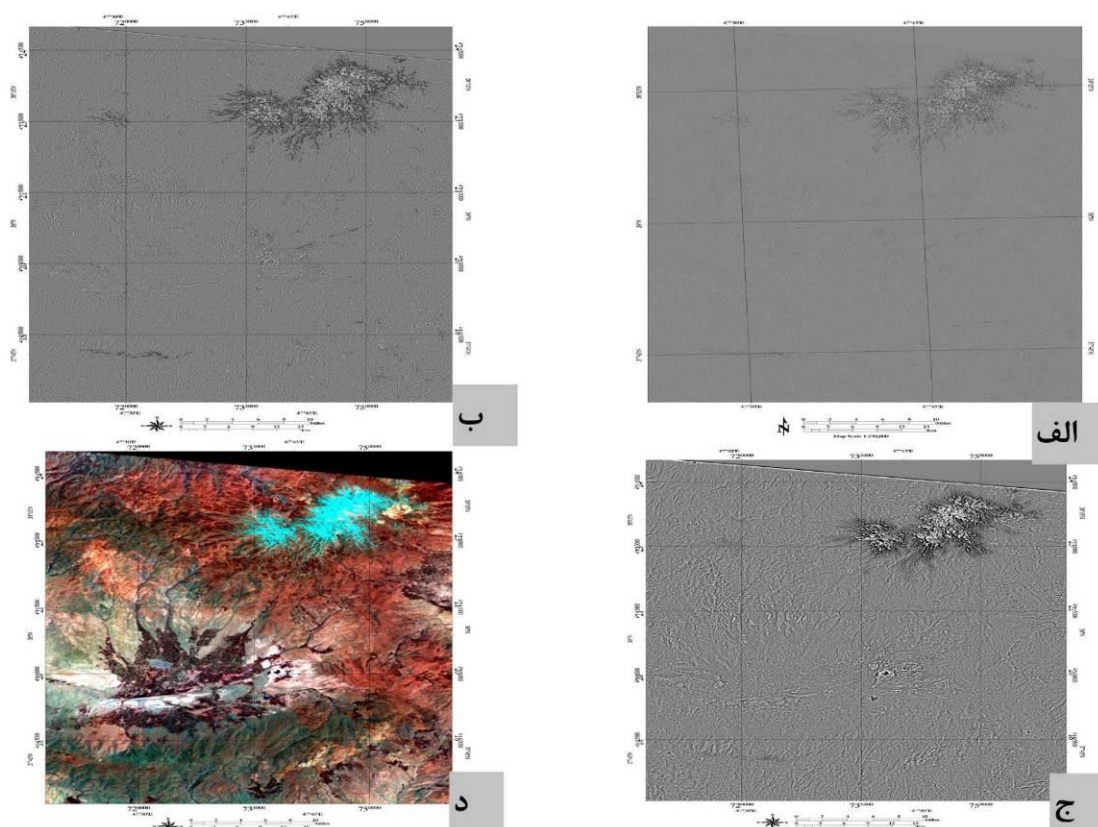
$$r(i, j) = \sum_{\mu} \sum_{\nu} \phi(\mu, \nu) t'(i - \mu, j - \nu)$$

که در رابطه فوق Φ تصویر ورودی، t' تابع فیلتر و r تصویر خروجی است (Richards and Jia, 2006).

در مطالعه سیستم های زمین گرمایی، شناسایی خطواره ها (گسل ها و شکستگی ها) اهمیت زیادی دارند (Gupta, 1991). و نحوه قرارگیری این خطواره ها در انتقال انرژی و جرم تأثیر قابل توجهی دارد (Bowen, 1989).

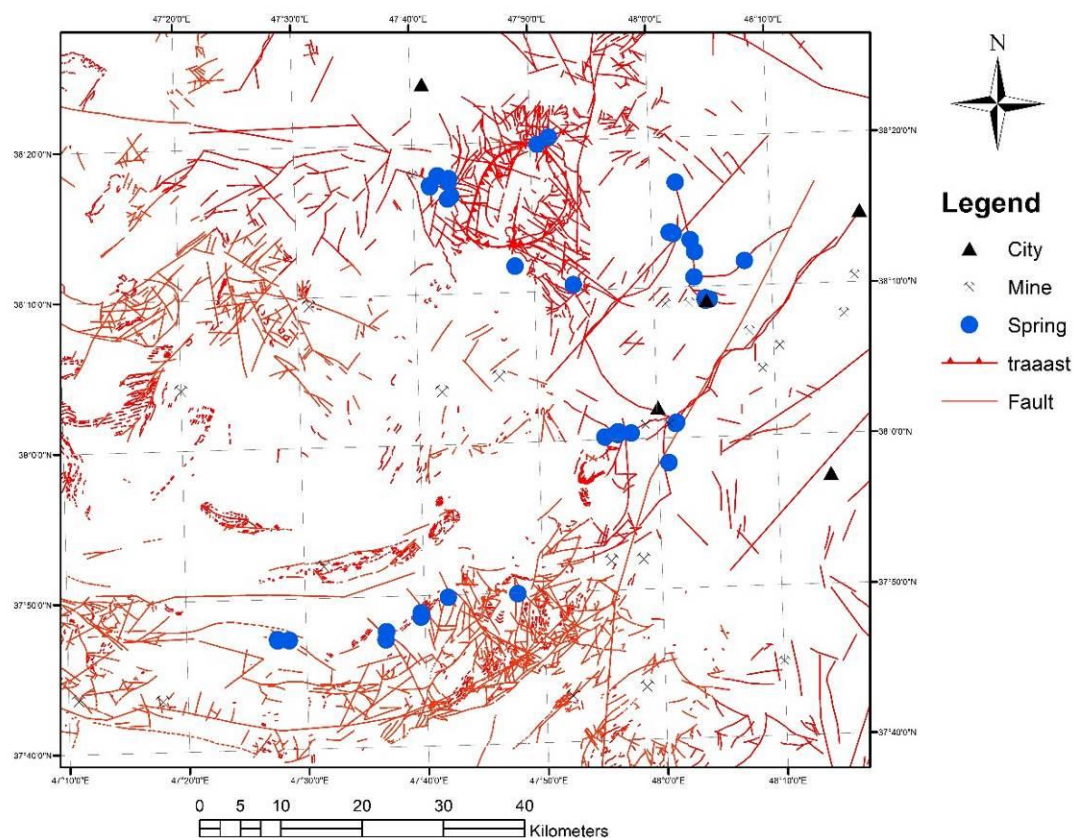
برای تهیه لایه اطلاعاتی ساختاری ابتدا گسل های موجود بر روی نقشه زمین شناسی مناطق مورد مطالعه با استفاده از نسخه ۱۰/۳ نرم افزار ArcGIS استخراج گردید. سپس با استفاده از پردازش های سنجش از دور به تأیید و تکمیل این گسل ها پرداخته شد. خطواره های موجود در منطقه که در نقشه زمین شناسی وجود ندارند، را با استفاده از پردازش های سنجش از دور به بررسی ترکیب رنگی های مختلف و استفاده از فیلتر بارزسازی لبه ها، فیلتر (High Pass) با هسته Kernel

درجه ۳ (شکل ۲۳-۳ الف)، فیلتر Laplacian با هسته Kernel ۱۵ درجه ۳ (شکل ۲۳-۳ ب)، فیلتر Gaussian High Pass (بالاگذر گاوسی) با هسته Kernel ۴۰ درجه ۳ (شکل ۲۳-۳ ج) و فیلتر LEE با درجه ۳ و ترکیب رنگی (۵۳۱) همراه با ۱۰ برابر تیز کردن لبه‌های ناپیوستگی‌ها (شکل ۲۳-۳ د)، روی تصاویر ETM⁺ در محدوده انجام پذیرفتند و در نهایت نقشه گسل‌های زمین‌شناسی تهیه شد (شکل ۲۴-۳).



شکل ۲۳-۳. نقشه حاصل از فیلترهای (High Pass, Laplacian, Gaussian High Pass, LEE) در محدوده

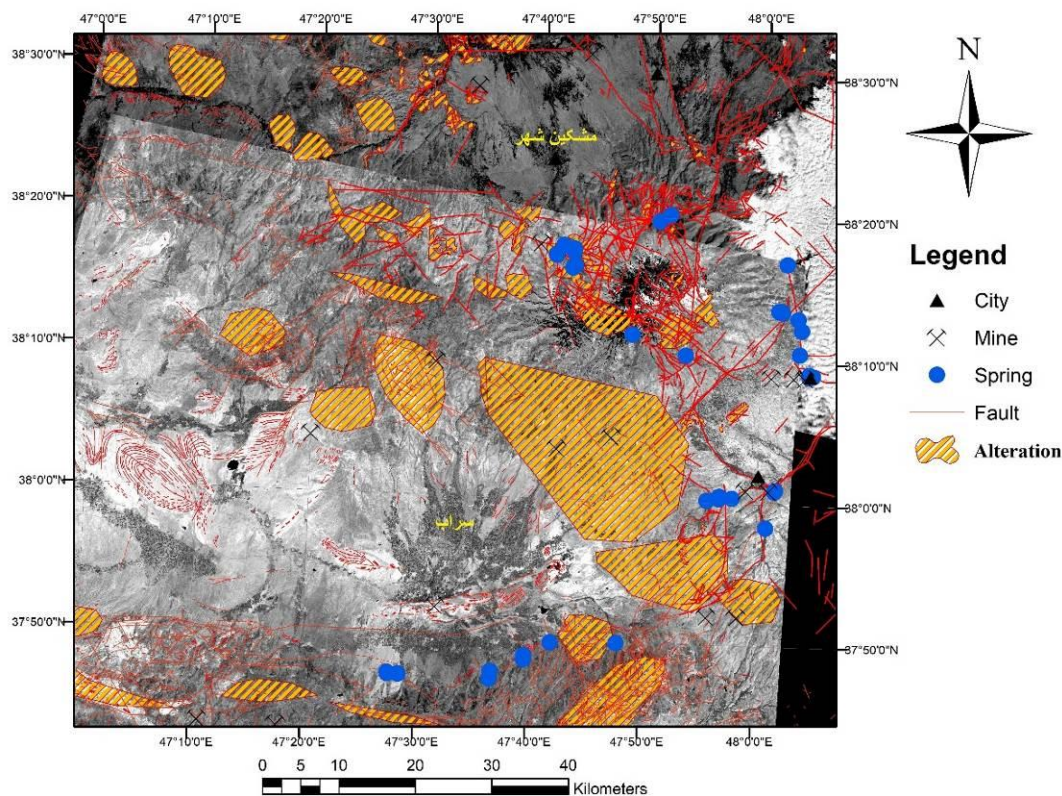
مورد مطالعه با استفاده از سنجنده ETM⁺



شکل ۳-۲۴. نقشه ساختاری منطقه، موقعیت گسل‌ها، شکستگی‌ها، معادن فعال و چشمه‌های آبگرم در

محدوده مورد مطالعه

با توجه به شناسایی تمام دگرسانی‌های منطقه مورد مطالعه، دگرسانی‌ها همسان‌سازی شد و در نهایت، با توجه به اطلاعات سنجش‌ازدوری، نقشه‌ی دگرسانی‌های منطقه با توجه به اطلاعات گسل‌ها تهیه شد (شکل ۳-۲۵).



شکل ۳-۲۵. نقشه دگرسانی‌های منطقه، موقعیت گسل‌ها، شکستگی‌ها، معادن فعال و چشمه‌های آبگرم در محدوده مورد مطالعه

۱۲-۳. شناسایی ناهنجاری‌های حرارتی

۱-۱۲-۳. سازوکار ناهنجاری زمین‌گرمایی

دمای سطح زمین حاصل تابش خورشید و گرمای داخلی کره‌ی زمین است. درک توازن انرژی سطح زمین و انتقال حرارت زیرزمین منجر به شناسایی مناطق زمین‌گرمایی ایجادشده توسط حرارت داخل زمین می‌شود (Qin et al., 2011). در سطح زمین، دما نتیجه‌ی تابش انرژی متوازن برای سطح زمین است (Zhang, 1999; Qin et al., 2011). به‌طور کلی، توازن انرژی سطح زمین مطابق (رابطه ۳-۴) بیان می‌شود (Monteith, 1973; Qin et al., 2011):

$$Q_d = H + \lambda E + G$$

۴-۳

که در آن:

Q_d تابش خالص دریافتی توسط سطح زمین

H شار گرمای محسوس میان سطح زمین و اتمسفر پایینی

$E\lambda$ بیانگر شار گرمای نهان در مرحله انتقال آب بین سطح زیرین و اتمسفر

G شار گرمای خاک (توصیف‌کننده‌ی تبادل حرارت میان اعماق مختلف خاک)

برای منطقه‌ی محلی شار گرمای محسوس (H) و شار گرمای نهان ($E\lambda$) می‌تواند ثابت فرض

شود، آنگاه شار گرمایی خاک (G) یک فاکتور اصلی تأثیرگذار بر تعادل انرژی سطحی است (Guo and

Sun, 2002; Qin et al., 2011).

در سنگ‌کره، گرما اساساً به‌صورت هدایت حرارتی انتقال یافته است (Rudnick, 1998; Zang

et al., 2002; Qin et al., 2011). این فرآیند با رابطه (۳-۵) تشریح می‌شود:

$$\nabla(K\nabla T) = -A \quad ۳-۵$$

T دما

K بیانگر ضریب انتشار حرارتی سنگ

A محصول گرمای ایجادشده در اثر تشعشع از سنگ‌ها

برای یک محل، شار حرارتی با ضریب انتشار حرارتی سنگ (K) کنترل شده است که بیش‌تر

متأثر از ویژگی‌های شیمیایی و فیزیکی سنگ است (Li, 1992; Ou et al., 2004; Xiong et al.,

1994; Qin et al., 2011).

هدایت حرارتی، شکل مهم دیگری از انتقال گرمای زیرزمین است که در جریان‌های بالاروی

مواد حرارتی زیرزمین مانند آبگرم، گازهای گرم شده و حتی موج بالاروی ماگما در امتداد شکاف‌های

سنگ، موجود می‌باشد. درنتیجه، گرمای درونی از طریق هدایت و همرفت حرارتی به سطح زمین

انتقال می‌یابد که در طول فرآیند تغییرات شار گرمای خاک، توازن انرژی سطح زمین را شکسته و

ناهنجاری‌های زمین‌گرمایی را سبب می‌شود. بنابراین، منبع گرمای زیرزمین و مسیرهای حرارتی در دسترس، دو عامل مهم جهت تعیین مناطق زمین‌گرمایی هستند (Qin et al., 2011).

۳-۱۲-۲. محاسبه‌ی توان تشعشعی

محاسبه‌ی توان تشعشعی مرحله‌ی مهمی در تهیه‌ی نقشه‌ی دمای سطح زمین است. بدین منظور، از روش آستانه گذاری شاخص پوشش گیاهی تفاضلی نرمال شده (NDVI) استفاده شده است (Sobrino et al., 2004).

ابتدا NDVI بر اساس رابطه (۳-۶) محاسبه شد (Rouse et al., 1973):

$$NDVI = \frac{\rho_4 - \rho_3}{\rho_4 + \rho_3} \quad ۳-۶$$

ρ_4 بازتابندگی اندازه‌گیری شده در باند مادون قرمز نزدیک.

ρ_3 بازتابندگی اندازه‌گیری شده در باند قرمز.

برای دستیابی به بازتابندگی بالای اتمسفر برای باندهای ۳ (قرمز) و ۴ (مادون قرمز نزدیک)، کالیبراسیون رادیومتری گامی ضروری است. کالیبراسیون رادیومتری تبدیل DN یا ارزش رقومی باند موردنظر به تابش طیفی می‌باشد. (رابطه ۳-۷) جهت محاسبه‌ی تابش طیفی باندهای ۳ و ۴ استفاده شد (Chander et al., 2009):

$$L_{\lambda} = \left(\frac{L_{\max} - L_{\min}}{Q_{cal \max} - Q_{cal \min}} \right) \times (Q_{cal} - Q_{cal \min}) + L_{\min} \quad ۳-۷$$

که در آن:

L_{λ} تابش طیفی باند موردنظر ($Wm^{-2} Sr^{-1} \mu m^{-1}$).

$L_{\min}$ تابش طیفی حداقل ($Wm^{-2} Sr^{-1} \mu m^{-1}$).

$L_{\max}$ تابش طیفی حداکثر ($Wm^{-2} Sr^{-1} \mu m^{-1}$).

Q_{cal} ارزش پیکسل یا DN

Q_{calmax} حداکثر ارزش پیکسل

Q_{calmin} حداقل ارزش پیکسل

که مقادیر L_{min} و L_{max} از متادیتای تصویر استخراج می‌شود. در نهایت برای دستیابی به

بازتابندگی بالای اتمسفر (رابطه ۳-۸) اعمال شد (Chander et al., 2009):

$$\rho_{\lambda} = \frac{\pi.L\lambda.d^2}{ESUN_{\lambda}.COS\theta_s} \quad \lambda-3$$

که در آن:

ρ_{λ} بازتابندگی بالای اتمسفر برای باند موردنظر π برابر با ۳/۱۴۱۵۹

L_{λ} تابش طیفی باند موردنظر حاصل از مرحله‌ی قبل

($Wm^{-2} Sr^{-1}\mu m^{-1}$)

d فاصله‌ی خورشید تا زمین (واحد‌های نجومی)

$ESUN_{\lambda}$ روشنایی لایه‌های بالای جو ($Wm^{-2}\mu m^{-1}$)

θ تابش خورشیدی نسبت به زاویه‌ی تابش قائم (درجه)

کسینوس زاویه‌ی تابش خورشیدی نسبت به زاویه‌ی تابش قائم برابر است با سینوس زاویه‌ی

ارتفاع خورشید که از متادیتای تصویر استخراج می‌شود (Chander et al., 2009). مقادیر $ESUN_{\lambda}$ و

d نیز از (Chander et al., 2009) استخراج شد.

پس از محاسبه‌ی NDVI، توان تشعشعی مطابق (Sobrino et

al., 2004) مورد محاسبه قرار گرفت:

اگر $NDVI < 0.2$ باشد، در این مورد پیکسل به عنوان خاک بدون پوشش در نظر گرفته

می‌شود و توان تشعشعی میانگین، ۰/۹۷ می‌باشد.

اگر $NDVI > 0.5$ باشد، در این مورد پیکسل‌ها با پوشش گیاهی کامل در نظر گرفته می‌شوند و توان تشعشعی برابر با ارزش ثابت ۰/۹۹ است.

اگر $0.2 < NDVI < 0.5$ باشد، در این مورد پیکسل مخلوطی از خاک بدون پوشش و پوشش گیاهی است و توان تشعشعی بر اساس (رابطه ۳-۹) محاسبه شد:

$$9-3$$

$$\varepsilon = \varepsilon_v P_v + \varepsilon_s (1 - P_v) + d\varepsilon$$

ε_v توان تشعشعی پوشش گیاهی برابر با ۰/۹۹

ε_s توان تشعشعی خاک برابر با ۰/۹۷

P_v کسر پوشش گیاهی است که مطابق (رابطه ۳-۱۰) محاسبه شد (Carlson and Ripley, 1997; Sobrino et al., 2004):

$$10-3$$

$$P_v = \frac{NDVI - NDVI_{\min}}{NDVI_{\max} - NDVI_{\min}}$$

$NDVI_{\min}$ برابر با ۰/۲ و $NDVI_{\max}$ برابر با ۰/۵ است.

$$d\varepsilon = (1 - \varepsilon_s)(1 - P_v)F\varepsilon_v \quad 11-3$$

F ، یک ضریب شکلی است که مقدار میانگین آن با فرض توزیع هندسی متفاوت سطوح ۰/۵۵ می‌باشد (Sobrino et al., 2004). به علاوه توان تشعشعی حاصل از باندهای قرمز و مادون قرمز نزدیک (۳۰ متر)، از نظر قدرت تفکیک مکانی با باند حرارتی (۶۰ متر) برای محاسبات بعدی دمای سطح زمین یکسان شد (Qin et al., 2011).

۳-۱۲-۳. محاسبه‌ی تابش طیفی باند حرارتی و انجام تصحیح اتمسفری

تابش طیفی باند حرارتی نیز در حالت بهره‌بلا محاسبه شد. برای مطالعات دمای مطلق، حذف اثرات اتمسفر برای استفاده از تصاویر باند حرارتی مرحله‌ای ضروری می‌باشد که با استفاده از (رابطه ۳-۱۲) مورد محاسبه قرار گرفت (Barsi et al., 2005):

$$L_T = \frac{L_\lambda - L_\mu - t(1-\varepsilon)L_d}{t\varepsilon} \quad ۳-۱۲$$

L_T مقادیر ارزشی حاصل از تصحیح اتمسفری به صورت تابش طیفی

L_λ تابش طیفی باند حرارتی

L_d و L_μ به ترتیب مقادیر تابش در اتمسفر و تابش در فضای خارج جو

t قابلیت انتقال اتمسفر

ε توان تشعشعی

پارامترهای L_λ ، L_μ و L_d با استفاده از نرم‌افزار MODTRAN که توسط (Barsi et al.,

2005) طراحی شده است محاسبه شد (Barsi et al., 2005; Yuan and Bauer, 2007).

۳-۱۳-۳. تخمین دمای سطح زمین^۱ (LST)

۳-۱۳-۳-۱. الگوریتم پنجره مجزا تعمیم یافته

الگوریتم (LST (Land Surface Temperature پنجره مجزا تعمیم یافته (Algorithm

Window Split Generalized) اولین بار توسط (Wan and Dozier (1996، برای تصحیح اثرات

جوی و گسیلندگی نوع پوشش زمین با باندهای گسیلش شناخته شده سنجنده مودیس ارائه شد.

بکر و لی (۱۹۹۰)، یک الگوریتم LST پنجره مجزا را با اضافه کردن تصحیح بخار آب اتمسفر

ارائه دادند (رابطه ۳-۱۳):

^۱ . Land Surface Temperature

$$T_s = A_0 + P \frac{T_4 + T_5}{2} + M \frac{T_4 + T_5}{2}$$

این الگوریتم سپس توسط (Wan and Dozier (1996) توسعه داده شد و به صورت زیر ارائه

گردید (رابطه ۳-۱۴):

$$T_s = C + \left(A_1 + A_2 \frac{1-\varepsilon}{\varepsilon} + A_3 \frac{\Delta\varepsilon}{\varepsilon^2} \right) \frac{T_4 + T_5}{2} +$$

$$(B_1 + B_2 \frac{1-\varepsilon}{\varepsilon} + B_3 \frac{\Delta\varepsilon}{\varepsilon^2}) \frac{T_4 - T_3}{2}$$

که T_s برابر LST و T_4 و T_5 به ترتیب، دمای روشنایی بالای جو در طول موج‌های $11/3 - 10/3$

و $11/5 - 12/5$ میکرومتر هستند. ε و $\Delta\varepsilon$ به ترتیب میانگین و اختلاف گسیلندگی در طول موج‌های ۱۱

و ۱۲ میکرومتر و C ، A_1 ، A_2 ، A_3 ، B_1 ، B_2 ، B_3 ضرایب ناشناخته هستند. (Jiang et al., 2013).

۳-۱۳-۲. روش نرمال سازی گسیلندگی

روش نرمال سازی گسیلندگی (Emissivity Normalization Method: NEM) بخشی از

الگوریتم تفکیک دما گسیلندگی (Temperature Emissivity Separation: TES) (سنجنده استر می-

باشد که طیف گسیلندگی و دمای نرمال شده را محاسبه می کند (Gillespie et al., 1999). این روش

یک مقدار ثابت (۰/۹۶) برای گسیلندگی در نظر گرفته و خروجی‌های دما و گسیلندگی را تولید می-

کند. این روش مقدار دما را برای هر پیکسل و باند با استفاده از مقدار ثابت گسیلندگی محاسبه می-

کند. مقادیر بالاتر دما در هر پیکسل برای محاسبه مقادیر گسیلش با استفاده از تابع پلانک استفاده

می شود (Haq et al., 2012).

بر اساس کول باغ و همکاران (۲۰۰۷)، مقادیر DN باندهای سنجنده استر می توانند با

استفاده از مجموعه‌ای از ثابت‌های تبدیل واحد استاندارد به تابش سطح سنجنده تبدیل شوند.

۱۵-۳

$$L_{srad,j} = (DN_j - 1) \times UCC_j$$

که $L_{srad,j}$ تابش رادیانس طیفی سنجنده استر در طول موج J ، شماره باند سنجنده استر،

DN_j مقدار DN بی بعد باند J ، UCC_j ثابت تبدیل واحد باند J که در جدول (۳-۶) آمده است:

جدول ۳-۶. مقادیر UCCj محاسبه شده (Banerjee et al., 2014).

Band	Maximum Radiance ($\text{Wm}^{-2}\text{sr}^{-1}\mu\text{m}^{-1}$)			
	High gain	Normal Gain	Low Gain 1	Low gain 2
۱۰	N/A	۰,۰۰۶۸۲۲	N/A	N/A*
۱۱		۰,۰۰۶۷۸۰		
۱۲		۰,۰۰۶۵۹۰		
۱۳		۰,۰۰۵۶۹۳		
۱۴		۰,۰۰۵۲۲۵		

* N/A = داده‌ای موجود نیست

برای محاسبه دمای روشنایی بالای جو، می‌توان از تابع رادیانس پلانک استفاده کرد (رابطه

۱۶-۳) (Banerjee et al., 2014):

$$B_{\lambda}(T) = \frac{C_1}{\lambda^5 (e^{C_2/\lambda T} - 1)}$$

که $C_1 = 1.19104356 \times 10^{-16} \text{ Wm}^2$ و $C_2 = 1.43876869 \times 10^{-2} \text{ mk}$ می‌باشد.

دمای یک شیء زمینی را می‌توان با معکوس کردن (رابطه ۱۶-۳) تخمین زد (Banerjee et al., 2014)

$$T = \frac{C_2 / \lambda}{\ln\left(\frac{C_1}{\lambda^5 B_{\lambda(T)}} + 1\right)} \quad ۱۷-۳$$

که درنهایت آن را می‌توان به صورت زیر بازنویسی کرد (رابطه ۱۸-۳)

$$T = \frac{K_2}{\ln\left(\frac{k_1}{L\lambda} + 1\right)} \quad ۱۸-۳$$

K_1 و K_2 ضرایب ثابتی بوده که با استفاده از طول موج موثرسنجنده محاسبه شده جدول (۷-۳) و به

ترتیب معادل C_1/λ^5 و C_2/λ هستند. $B_{\lambda}(T)$ همان شدت درخشندگی اندازه‌گیری شده ماهواره، λ

(L_{λ}) طول موج مؤثر باند j و T دمای سطح زمینی (کلوین) می‌باشند.

جدول ۳-۷. مقادیر محاسبه شده K₁ و K₂ باندهای حرارتی سنجنده استر (Banerjee et al., 2014).

Band	Bandpass (μm)	Effective Wavelength (μm)	UCC	K ₁ (Wm ⁻² μm ⁻¹)	K ₂ (K)
۱۰	۸,۴۷۵-۸,۱۲۵	۸,۲۹۱	۰,۰۰۶۸۸۲	۳۰۴۰,۱۳۶۴۰۲	۱۷۳۵,۳۳۷۹۴۵
۱۱	۸,۸۲۵-۸,۴۷۵	۸,۶۳۴	۰,۰۰۶۷۸۰	۲۴۸۲,۳۷۵۱۹۹	۱۶۶۶,۳۹۸۷۶۱
۱۲	۹,۲۷۵-۸,۹۲۵	۹,۰۷۵	۰,۰۰۶۵۹۰	۱۹۳۵,۰۶۰۱۸۳	۱۵۸۵,۴۲۰۰۴۴
۱۳	۱۰,۹۵-۱۰,۲۵	۱۰,۶۵۷	۰,۰۰۵۶۹۳	۸۶۶,۴۶۸۵۷۵	۱۳۵۰,۰۶۹۱۴۷
۱۴	۱۱,۶۵-۱۰,۹۵	۱۱,۳۱۸	۰,۰۰۵۲۲۵	۶۴۱,۳۲۶۵۱۷	۱۲۷۱,۲۲۱۶۷۳

۳-۱۳-۳. روش محاسبه LST سنجنده ETM⁺

داده‌های باندهای حرارتی سنجنده لندست به صورت DN برداشت می‌شوند. برای تبدیل به

مقادیر رادیانس می‌توان از روش مقیاس بندی رادیانس طیفی استفاده کرد (Barsi et al., 2003).

(رابطه ۳-۱۹)

$$L_{cal} = \frac{L_{max} - L_{min}}{Q_{max} - Q_{min}} (Q_{cal} - Q_{min}) + L_{min}$$

که L_{max} ، L_{min} ، Q_{max} ، Q_{min} ، فاکتورهای مقیاس بندی بوده و از داده همراه (Metadata) تصویر

استخراج می‌شوند. L_{cal} تابش رادیانس و Q_{cal} مقدار DN باند موردنظر است.

رادیانس به دست آمده در جو تا حد زیادی با شرایط جوی تغییر می‌کند، بنابراین تصحیح

جوی برای بازیابی پارامترهای واقعی سطح با از بین بردن اثرات جوی ضروری می‌باشد (Qin et al.,

2011).

تصحیح جوی را می‌توان با استفاده از (رابطه ۳-۲۰) انجام داد (Barsi et al., 2005; Coll et al.,

2010)

$$L_{\lambda} = \frac{L_{cal} - L_u}{\varepsilon t} - \frac{1 - \varepsilon}{\varepsilon} L_d \quad ۲۰-۳$$

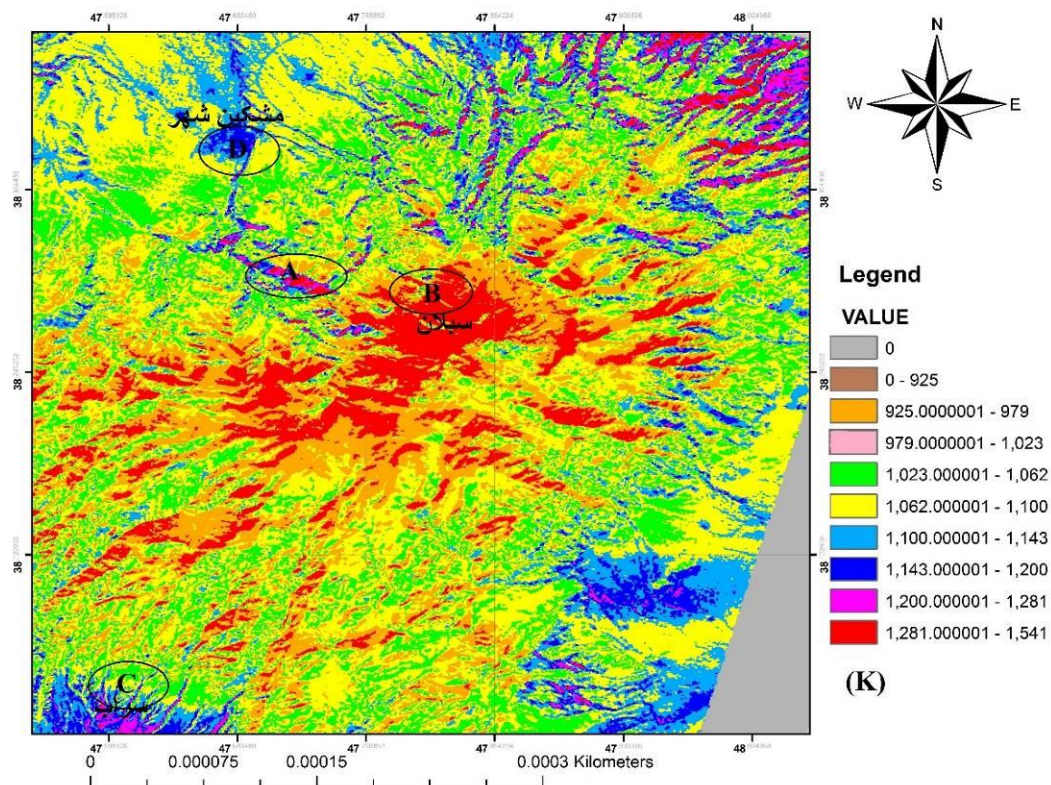
که در آن L_{λ} تابش جسم موردنظر در دمای T ، L_u مقدار تابش رادیانس داخل اتمسفر، L_d مقدار

تابش در فضای خارج اتمسفر، τ قابلیت انتقال اتمسفر و ε گسیلندگی (معمولاً ۰/۹۸) می‌باشد (Raj

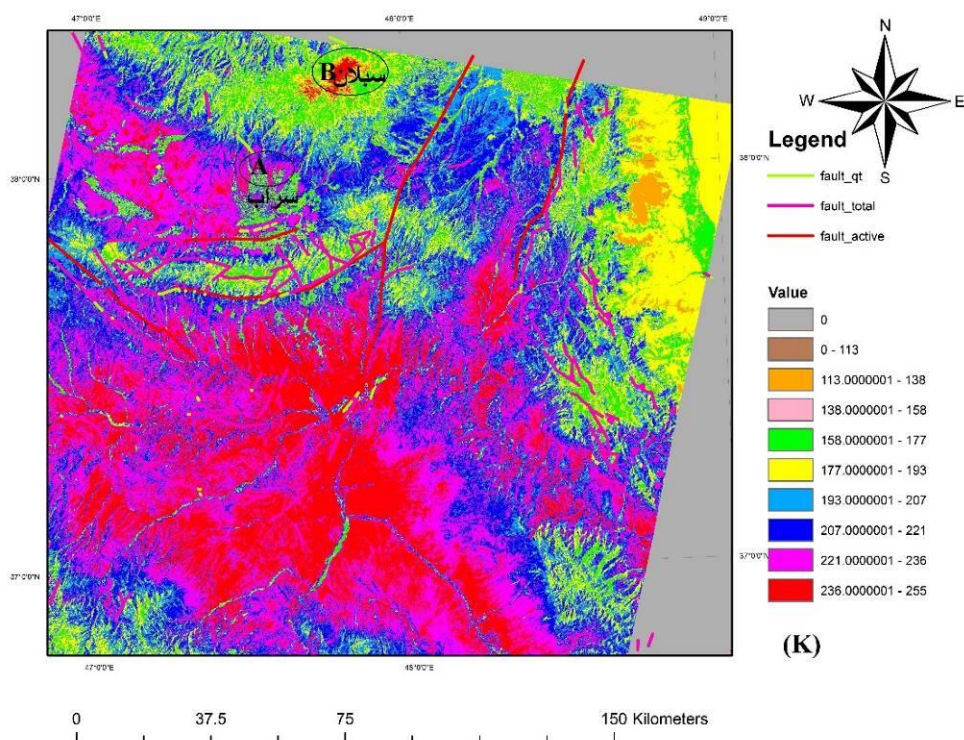
and Fleming, 2008).

مقادیر ضرایب کالیبراسیون برای سنجنده ETM⁺ به ترتیب برابر ۶۶۶/۰۹ و ۱۲۸۲/۱۷ می‌باشند.

به ترتیب با استفاده از باندهای حرارتی سنجنده‌های ETM^+ و ASTER و EO-ALI به تفکیک بهترین مناطق برای پتانسیل‌یابی منابع ژئوترمال در محدوده مورد مطالعه پرداخته شد و شناسایی شدند (شکل ۳-۲۶، ۲۷ و ۲۸).



شکل ۳-۲۶. نقشه حاصل از پردازش باندهای حرارتی سنجنده ASTER



شکل ۳-۲۷. نقشه حاصل از پردازش باندهای حرارتی سنجنده ETM⁺

شکل (۳-۲۶)، نقشه حاصل از پردازش داده‌های حرارتی سنجنده ASTER در محدوده مورد مطالعه که نشان می‌دهد که در محدوده ۴ بی‌هنجاری حرارتی وجود دارد که بی‌هنجاری شماره A در دره موئیل، بی‌هنجاری شماره B در محدوده سبلان، بی‌هنجاری شماره C سراب و بی‌هنجاری D در مشکین شهر قرار دارند. و با توجه به شکل (۳-۲۷)، نقشه حاصل از پردازش داده‌های حرارتی سنجنده ETM⁺ در محدوده مورد مطالعه که نشان می‌دهد که در محدوده ۲ بی‌هنجاری حرارتی وجود دارد که بی‌هنجاری شماره A محدوده سراب و بی‌هنجاری شماره B سبلان قرار دارند.

فصل چہارم

مطالعات ژئوفیزیکی

بخش عمده مطالعات اکتشافی سیستم‌های زمین‌گرمایی با استفاده از روش‌های ژئوفیزیکی انجام می‌گیرد. در مطالعات ژئوفیزیکی، برداشت‌ها در سطح زمین انجام شده و پارامترهای فیزیکی این سیستم‌ها به‌طور غیرمستقیم مشخص می‌گردد (Manzella, 1999).

روش‌های ژئوفیزیکی شامل گرانی‌سنجی، مغناطیس‌سنجی، لرزه‌ای، الکترومغناطیس، مگنتوتلوریک، حرارتی و... می‌باشد که تاکنون جهت اکتشافات زمین‌گرمایی مورد استفاده قرار گرفته‌اند. روش‌های مغناطیس‌سنجی و گرانی‌سنجی، مقرون‌به‌صرفه‌ترین روش‌ها به‌منظور رسیدن به یک مدل مناسب برای سیستم زمین‌گرمایی هستند (Mohammadzadeh Moghaddam et al., 2016).

مناطق دارای پتانسیل زمین‌گرمایی به‌طور طبیعی دارای شواهد و شاخص‌هایی در سطح زمین هستند که از جمله این شاخص‌ها می‌توان به چشمه‌های آبگرم، گازفشان‌ها، گل‌فشان‌ها، سنگ‌های دگرسانی اسیدی و ... اشاره کرد که بیانگر وجود منابع انرژی زمین‌گرمایی در اعماق می‌باشند (Georgsson, 2009). از روش‌های پرکاربرد در اکتشافات زمین‌گرمایی روش گرانی‌سنجی و مغناطیس‌سنجی است. وجود سنگ‌های مختلف با وزن مخصوص متفاوت برگرانی تاثیر می‌گذارد. بنابراین، سنگ‌هایی که چگالی بیشتری دارند تأثیر زیادتری بر مقدارگرانی اندازه‌گیری شده می‌گذارند (Guglielmetti, 2013).

سئونگ کونو (۱۹۹۵) با استفاده از مدل‌سازی داده‌های مغناطیس توده‌های نفوذی عمیق در منطقه آتشفشانی تائوپو مرکزی در جزیره شمالی زلاندنو را شناسایی نمودند. همچنین سئونگ کونو و هوچستین (۱۹۹۶) با استفاده از داده‌های مغناطیسی منطقه ولکانیکی تائوپو نیوزلند به تفسیر داده‌های میدان ژئوترمال رپوروا پرداختند. شوهام و همکاران (۱۹۹۷) با تعیین عمق نقطه کوری از طریق طیف داده‌های مغناطیسی هوایی به بررسی منابع ژئوترمال حوضه جنوبی پارک ملی یلواستون در غرب ایالات

متحدہ پرداختند. اوزل (۲۰۰۰)، با استفاده از عمق نقطه کوری برای تعیین نواحی زمین گرمایی در خلیج از میر ترکیه استفاده کرده است.

در مطالعه حاضر از داده‌های مغناطیس‌سنجی هوابرد و گرانی‌سنجی زمینی مربوط به محدوده مورد نظر سبلان و سراب، جهت بررسی پتانسیل زمین گرمایی استفاده شده است.

۲-۴. مغناطیس‌سنجی

کاوش‌های مغناطیسی از قدیمی‌ترین روش‌های ژئوفیزیکی هستند که جهت پی‌جویی نفت، مواد معدنی از جمله آهن و نیز پی‌جویی منابع ژئوترمال به کار گرفته شده‌اند (Manzella, 2000). مغناطیس‌سنجی با هدف بررسی زمین‌شناسی زیرسطحی براساس ناهنجاری‌های موجود در میدان مغناطیسی زمین به کار گرفته می‌شود. عوامل ایجاد کننده ناهنجاری‌های مغناطیسی شامل دایک‌ها، گسل‌ها، توده‌های نفوذی و جریان گدازه‌ها می‌باشند (Mulwa, 2009).

عادل منزلا^۱ (۱۹۹۹) در مرکز تحقیقات زمین گرمایی پیزای ایتالیا تحقیقی در زمینه بکارگیری روش‌های ژئوفیزیکی در اکتشاف منابع ژئوترمال ارائه داده است و در آن به ویژگی‌های هر یک از روش‌ها پرداخته است. هسلیس^۲ در سال ۲۰۰۹ برای تعیین عمق کوری با استفاده از داده‌های مغناطیس‌هوایی به روش تحلیل طیفی جهت شناسایی نواحی زمین گرمایی در غرب یونان پرداخت. بدین ترتیب او توانست در ناحیه آتشفشانی هلنیک وجود رژیم زمین گرمایی و ژئوتکتونیک در ناحیه را تایید نماید.

^۱.Manzela

^۲.Heasle

۴-۲-۱. مغناطیس هوایی

برداشت‌های مغناطیس هوابرد در ایران در سال‌های ۱۹۷۴ تا ۱۹۷۷ به درخواست سازمان زمین‌شناسی کشور و توسط شرکت آمریکایی ایروسرویس با حساسیت بالا انجام گرفت و بخش وسیعی از ایران را تحت پوشش قرار داد. این داده‌ها با توجه به شرایط زمین‌شناسی، تکتونیکی، توپوگرافی و نیز تنوع ذخایر معدنی، در حوزه علوم زمین و اکتشافات، مورد استفاده می‌باشند. در این برداشت‌ها فاصله خطوط پرواز ۷/۵ کیلومتر و فاصله خطوط کنترلی ۴۰ کیلومتر و ارتفاع تقریبی ۳۰۰ متر بوده و مغناطیس‌سنج بخار سزیم با حساسیت ۰/۰۲ گاما توسط یک هواپیمای دوموتوره حمل شده است (پژوهشگاه نیرو، ۱۳۸۸).

برداشت‌های مغناطیس‌سنجی در اکتشافات زمین‌گرایی، بیش‌تر برای مشخص نمودن توده‌های نفوذی پنهان و تخمین عمق احتمالی آن‌ها و مشخص نمودن دایک‌ها و گسل‌های پنهان انجام می‌گیرند. به دلیل وجود سنگ‌های آتشفشانی و توده‌های نفوذی در مناطق زمین‌گرایی، ناهنجاری مثبت مغناطیسی وجود دارد. همچنین در برخی از بخش‌های مناطق زمین‌گرایی، به دلیل اینکه وجود فعالیت‌های زمین‌گرایی و دگرسانی، سنگ‌ها خاصیت مغناطیسی خود را از دست می‌دهند که در این مناطق، در نقشه باقی‌مانده مغناطیس، ناهنجاری منفی مغناطیس ایجاد می‌شود که این بخش‌ها اهمیت بیش‌تری دارند (رضایی، ۱۳۹۰). داده‌های مغناطیسی موجود در این پژوهش که به برداشت‌های مغناطیس‌سنجی هوابرد سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور مربوط می‌باشد، در سال ۱۹۷۵ میلادی برداشت شده‌اند.

۴-۲-۲. برطرف نمودن اثرات تبدیل مؤلفه میدان مغناطیسی هسته زمین^{۳۲} (IGRF)

IGRF یک نمایش ریاضی از میدان اصلی مغناطیسی زمین است که به خاطر منابع موجود در

^۱ International Geomagnetic Reference Field

هسته‌ی زمین پدید می‌آید. در صورت حذف این میدان از داده‌ها و با فرض این‌که میدان به‌دست‌آمده از هسته زمین دقیقاً با مدل IGRF (International Geomagnetic Reference Field) توصیف شود، نتایج حاصل در واقع همان آنومالی‌های مغناطیسی حاصل از منابع زمین‌شناسی زیرسطحی خواهد بود. بنابراین تفسیر و تحلیل داده‌ها، به طبع آن با مشکلاتی همراه خواهد بود که برای برطرف نمودن این مشکل معمولاً داده‌های مغناطیس برگردان به قطب می‌شوند. بنابراین با انجام این مرحله پردازشی روی داده‌ها، آنومالی‌های موجود در منطقه در موقعیت واقعی خود مشاهده می‌شوند.

به این منظور برای تعیین مقادیر زوایای میل و انحراف مغناطیسی منطقه از بخش محاسباتی IGRF نرم‌افزار (Modelvision) شرکت (Encom) نسخه ۱۱ استفاده گردید. به این ترتیب با منظور نمودن مقادیر ۵۶/۶ درجه برای میل مغناطیسی و ۴/۳ درجه برای انحراف مغناطیسی و با استفاده از فیلتر برگردان به قطب نرم‌افزار، داده‌های مغناطیس محدوده مورد مطالعه به شرایط میدان مغناطیسی زمین در قطب شمال تبدیل شدند و سپس نقشه برگردان به قطب میدان مغناطیسی منطقه تهیه گردید، تمام پردازش‌های ژئوفیزیکی با استفاده از نرم‌افزار Oasis Montaj 7.1 انجام شد و برخی از نقشه‌ها را با استفاده از نرم‌افزار Arc GIS 10.3 برای بهتر تفکیک کردن و بررسی بهتر انجام پذیرفت.

از آن‌جا که داده‌های مغناطیسی موجود در این پژوهش به سال ۱۹۷۵ میلادی مربوط هستند پیش از انجام پردازش‌ها باید مقدار IGRF مربوط به همان سال از داده‌ها کسر شود. این مقدار با نرم‌افزار برای هر نقطه به‌طور جداگانه محاسبه و از داده‌ها کم شد.

۴-۲-۳. اعمال فیلترها روی داده‌های میدان مغناطیسی محدوده‌های مورد مطالعه

اصلی‌ترین کاربردهای فیلترها در تفسیر میدان پتانسیل شامل موارد زیر می‌باشد (علمدار،

۱۳۸۸):

- نشان دادن دقیق محل بی‌هنجاری بر روی منابع مولد مانند فیلتر برگردان به قطب.

- جداسازی بی‌هنجاری ناحیه‌ای و باقیمانده مانند فیلترهای روند سطحی، ادامه فراسو و مشتق قائم.
- تخمین مرز منابع مولد بی‌هنجاری بر روی نقشه‌های هم‌مقدار مغناطیسی، مانند فیلتر مشتق قائم مرتبه دوم، سیگنال تحلیلی و...
- کاهش نوفه‌های موجود در نقشه‌ها و تصاویر میدان پتانسیل.

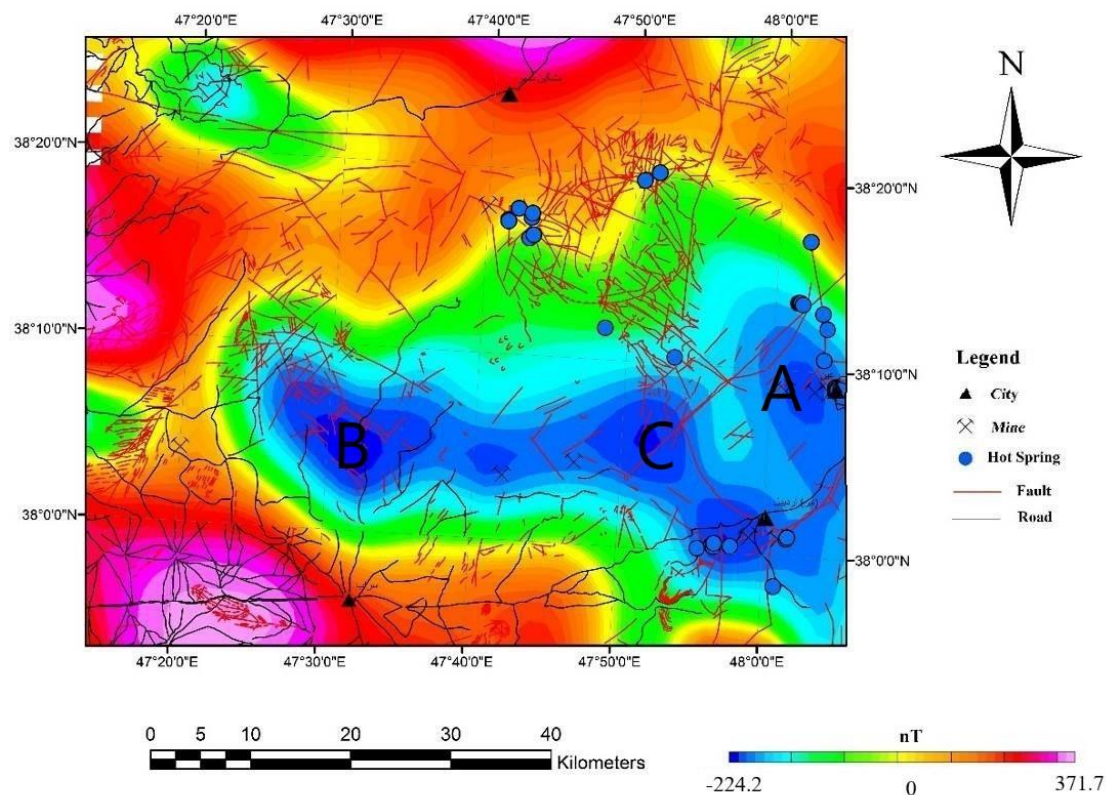
۴-۲-۳-۱. فیلتر برگردان به قطب

در تفسیر داده‌های مغناطیسی اولین گام حذف اثر دوقطبی میدان مغناطیسی می‌باشد. برای این منظور از روش برگردان به قطب (RTP) استفاده می‌شود.

زاویه میل بردار مغناطیسی زمین، یکی از عوامل مؤثر بر شکل آنومالی مغناطیسی است. مقادیر زاویه میل مغناطیسی در قطب‌های زمین، ۹۰ درجه، در استوا صفر درجه و در سایر نقاط که بین این مناطق قرار می‌گیرند، بین صفر تا ۹۰ درجه می‌باشد. توده مغناطیسی زمانی شکل متقارن به خود می‌گیرد که در قطبین واقع شود. فیلتر برگردان به قطب، شکل نامتقارن آنومالی‌های مغناطیسی را به شکلی متقارن تبدیل می‌کند. بدین ترتیب آنومالی‌های مغناطیسی به آنومالی اندازه‌گیری شده در قطب تبدیل شده و باعث می‌شود که آنومالی دقیقاً روی توده قرار گیرد (Silva, 1986).

با استفاده از این فیلتر، میدان مغناطیسی از یک عرض مغناطیسی که در آن بردار میدان زمین مایل و شیب‌دار است، به قطب مغناطیسی یعنی جایی که میدان القایی قائم است، منتقل می‌شود (Arkani-Hamed and Urquhart, 1990; Gunn et al., 1997). مقادیر اوج به‌طور مستقیم بر روی جسم قرار می‌گیرد، درحالی‌که حداکثر شیب بی‌هنجاری نامتقارن دقیقاً بر روی لبه‌های جسم منطبق می‌باشد. این حالت معمولاً بر روی داده‌های مغناطیسی در عرض‌های جغرافیایی پایین روی می‌دهد (Ganiyu et al., 2013). در شکل (۴-۱) نقشه شدت کل داده‌های مغناطیسی، موقعیت چشمه‌های آبگرم، آبراهه‌ها،

موقعیت گسل‌ها و شکستگی‌ها و منطقه مورد مطالعه قبل از اعمال فیلتر برگردان به قطب آورده شده است.



شکل ۴-۱. نقشه مغناطیسی کامل منطقه مورد مطالعه به همراه موقعیت دگرسانی‌ها و چشمه‌های آبگرم و

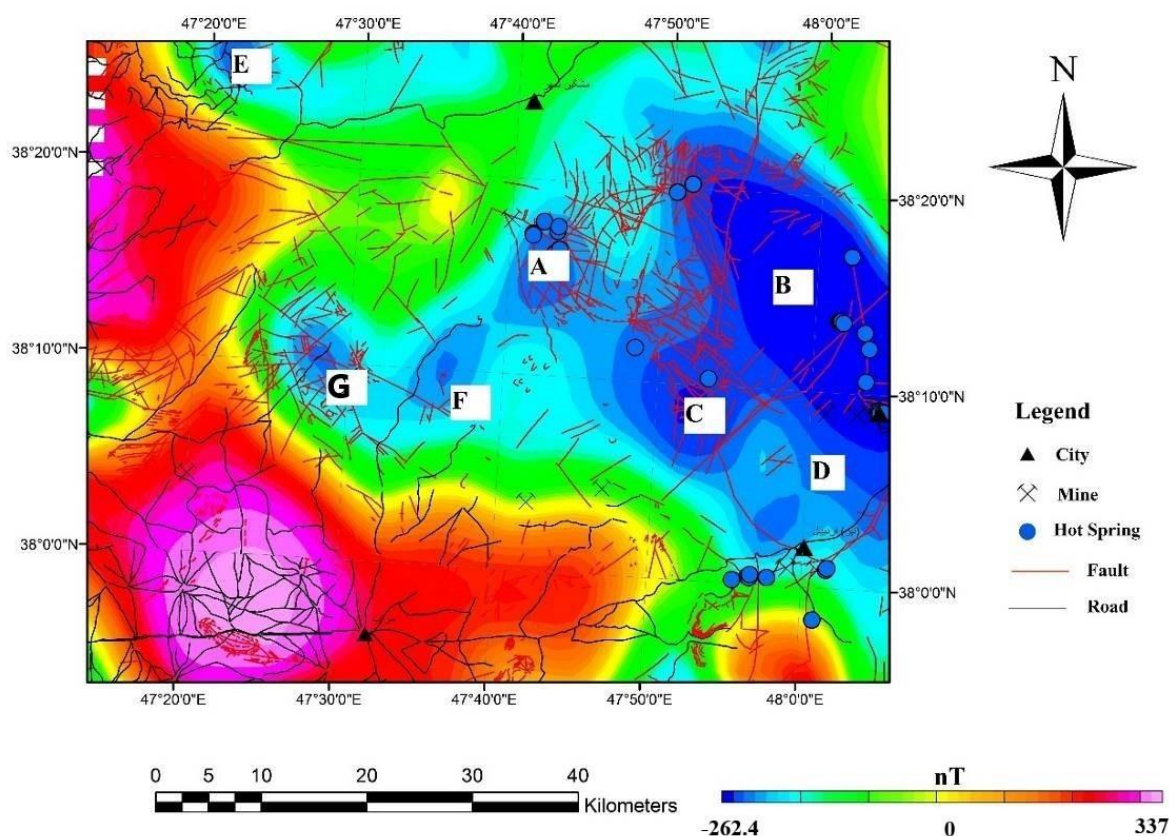
ساختارهای زمین‌شناسی

همان‌طور که در شکل مشاهده می‌شود بی‌هنجاری‌های که در ارتباط با ذخایر ژئوترمال ارزشمند هستند مناطق دارای کمترین خودپذیری مغناطیسی لیتولوژی می‌باشد.

نقشه حاصل از اعمال فیلتر برگردان به قطب (شکل ۴-۲)، این بخش به‌خوبی بی‌هنجاری‌های مغناطیسی را پدیدار می‌کند. با اعمال این فیلتر در واقع پدیده‌ها به محل اصلی خود برمی‌گردند.

در نقشه حاصل از اعمال فیلتر برگردان به قطب (شکل ۴-۲) تقریباً همه بخش‌ها با نقشه زمین‌شناسی در تطابق هستند. از جمله، بخش‌های شمال‌شرقی که مقادیر کم مغناطیسی نشان می‌دهند،

در نقشه زمین‌شناسی با واحدهای رسوبی مارن، کنگلومرا و رسوبات کواترنری نشان داده شده‌اند. سایر بخش‌ها با شدت مغناطیس پایین، منطبق بر تراورتن‌ها یا سایر واحدهای رسوبی هستند. بخش‌های مرکزی، شمال‌غربی و جنوبی نقشه که با رنگ بنفش و قرمز مشخص شده‌اند، مقادیر بالای مغناطیس را نشان داده و به توده‌های نفوذی آذرین در عمق اشاره دارند. در نقشه زمین‌شناسی، این بخش‌ها به صورت گنبد آتشفشانی، گدازه و توده‌های نیمه‌عمیق آذرین اسیدی تا حدواسط نشان داده شده‌اند.



شکل ۴-۲. نقشه برگردان به قطب (RTP) مغناطیسی منطقه مورد مطالعه

همان‌طور که در (شکل ۴-۲) دیده می‌شود بی‌هنجاری‌ها با توجه به نقشه مغناطیسی کامل در منطقه تغییر کرده‌اند و بی‌هنجاری شماره B در قسمت شرقی سبلان به صورت یک نوار بی‌هنجاری و بی-هنجاری شماره A در محدوده شمال غربی سبلان به‌طور گسترده در حوالی دره موئیل دیده شده می‌شود

و بی هنجاری‌های دیگر نیز موقعیت‌های آنها در نقشه نشان داده شده است. که این نشان دهنده این است که در منطقه مورد مطالعه با توجه به داده‌های مغناطیسی سبلان کم‌ترین مغناطیس‌پذیری را از خود نشان می‌دهد و این امر به دلیل دگرسانی شدید در منطقه و اینکه گسل‌های فراوانی که به وفور دیده می‌شوند عامل ایجاد سیال داخل شکستگی‌های منطقه است که باعث شده است دگرسانی شدید باشد.

آن‌چه در این قسمت جلب توجه می‌کند، اول بخش جنوب شرقی نقشه با شدت مغناطیس به شدت ضعیف (قسمت آبی‌رنگ) می‌باشد که علاوه بر واحدهای رسوبی شیل، سیلت و آهک، توده‌های نفوذی بیوتیتی-گرانیتی را نیز در برمی‌گیرد. دوم بخش مرکزی، شمال غرب مشکین‌شهر و جنوب محدوده سراب رشته کوه بزقوش و آندزیت بازالتی (بازانیت) نقشه است که مغناطیس نسبتاً بالایی نشان می‌دهد؛ این در حالی است که در نقشه زمین‌شناسی در این بخش، رسوبات کواترنری مشاهده می‌شود و در مقطع BB' که از بخش غربی نقشه با روند تقریباً شمالی- جنوبی عبور می‌کند، مجموعه‌ای رسوبی شامل آهک و ماسه‌سنگ تا اعماق زیاد نشان داده شده است. این بخش از مطالعات ژئوفیزیکی، صحت مقطع زمین‌شناسی را تایید می‌نماید.

شکل (۳-۴) مقطع BB' موجود در نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ مشکین‌شهر را نشان می‌دهد که از مرکز نقشه با روند تقریباً شمالی - جنوبی عبور می‌نماید.



شکل ۳-۴. مقطع BB' که از غرب نقشه با روند تقریباً شمالی - جنوبی عبور می‌نماید.

بنابراین با توجه به وجود مغناطیس نسبتاً بالای شناخته‌شده در مطالعات مغناطیس‌سنجی منطقه، می‌توان نتیجه گرفت که واحدهای سنگی موجود در زیر توده‌های نفوذی ضخیم لایه‌ی کوارتز مونزونیتی، گرانودیوریتی و تراکی‌آندزیت ضخیم قرار دارد، و با واقعیت زمین‌شناسی مطابقت دارد.

۴-۲-۳-۲. فیلتر مشتقات

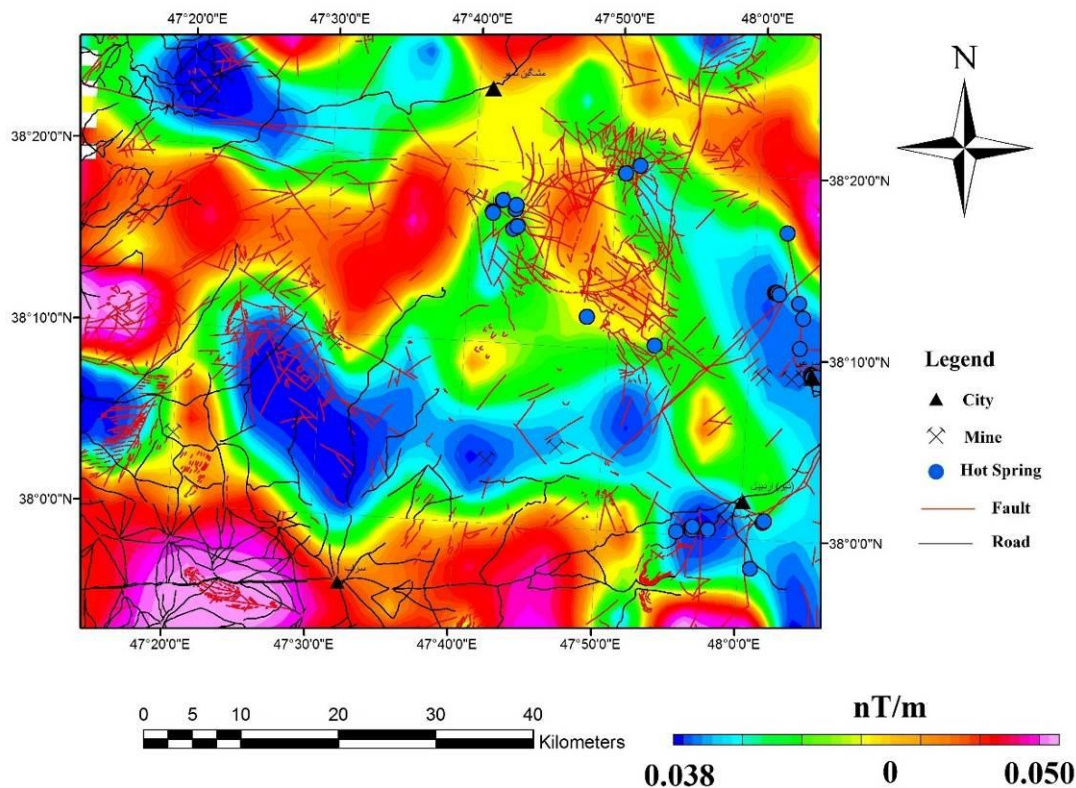
با استفاده از فیلترهای مشتق می‌توان اعماق کم را بهتر و دقیق‌تر مورد بررسی قرار داد (Nabighian, 1984). به‌منظور کشف لبه‌های ساختارها می‌توان از مشتق‌ها استفاده نمود (Shamughe, 1998).

مشتق قائم روش دیگری است که برای برجسته کردن بی‌هنجاری‌های مغناطیسی به‌کار می‌رود. با اعمال این فیلتر بر روی نقشه برگردان به قطب، بی‌هنجاری‌های سطحی نمود بیشتری پیدا می‌کند. بدین‌وسیله می‌توان رفتار این توده‌های مغناطیسی را در سطح، بهتر مورد بررسی قرار داد (Gunn et al., 1997). مشتق قائم در واقع یک فیلتر بالاگذر است. زیرا بسامدهای بالا را نسبت به بسامدهای پایین افزایش می‌دهد (Neawsuparp et al., 2005). در عمل مشتق قائم عرض بی‌هنجاری‌ها را باریک‌تر و موقعیت آن‌ها را با دقت بیشتری مشخص می‌کند (Cooper and Cowan, 2004).

تغییرات روی لبه‌ها زیاد و در بخش‌های میانی توده کم است، لذا فیلترهای افقی می‌توانند مرزها را بارز نمایند. بنابراین مشتق افقی کل برای کشف و مطالعه گسل‌ها هم قابل استفاده می‌باشد (Wisniewski., 2015). رابطه مشتق افقی کل به شکل زیر است:

$$THD = \sqrt{\left(\frac{\partial g}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial g}{\partial y}\right)^2} \quad (1-4)$$

که در آن، TDH مشتق افقی کل، g میدان مغناطیس یا گرانی و x و y دو راستای عمود بر هم می‌باشند. فیلترهای مشتق قائم و افقی هر دو برای تشخیص بهتر مرز آنومالی‌ها می‌توانند به کار روند. شکل (۴-۴) نقشه حاصل از اعمال فیلتر مشتق قائم مرتبه اول منطقه مورد مطالعه را نشان می‌دهد.



شکل ۴-۴. نقشه مغناطیس حاصل از اعمال فیلتر مشتق قائم مرتبه اول محدوده مورد مطالعه

از نظر تئوری، اندازه مشتق قائم در محل لبه‌های توده سطحی صفر است و از این خاصیت برای تخمین مرز استفاده می‌شود (قسمت‌های زرد رنگ). قسمت‌های صورتی تا قرمز، آنومالی را نشان می‌دهند و سایر رنگ‌ها زمینه هستند.

با اعمال فیلتر مشتق قائم، پدیده‌هایی که عمق کمتری دارند بهتر و واضح‌تر دیده می‌شوند و اثر پدیده‌های عمقی و بزرگ کمتر می‌شود. چنان‌که در شکل (۴-۴) مشاهده می‌شود، تأثیر بخش‌های بی-

هنجار احتمالی بیشتر و اثر رسوبات بخش شمال شرقی کمتر شده است. توده مغناطیسی (صورتی رنگ) که تا سطح امتداد دارد، تقریباً بدون تغییر مانده است.

با اعمال فیلتر مشتق قائم مرتبه اول، توده‌های مغناطیسی به حالت واضح و با رنگ‌های صورتی تا قرمز مشخص می‌شوند.

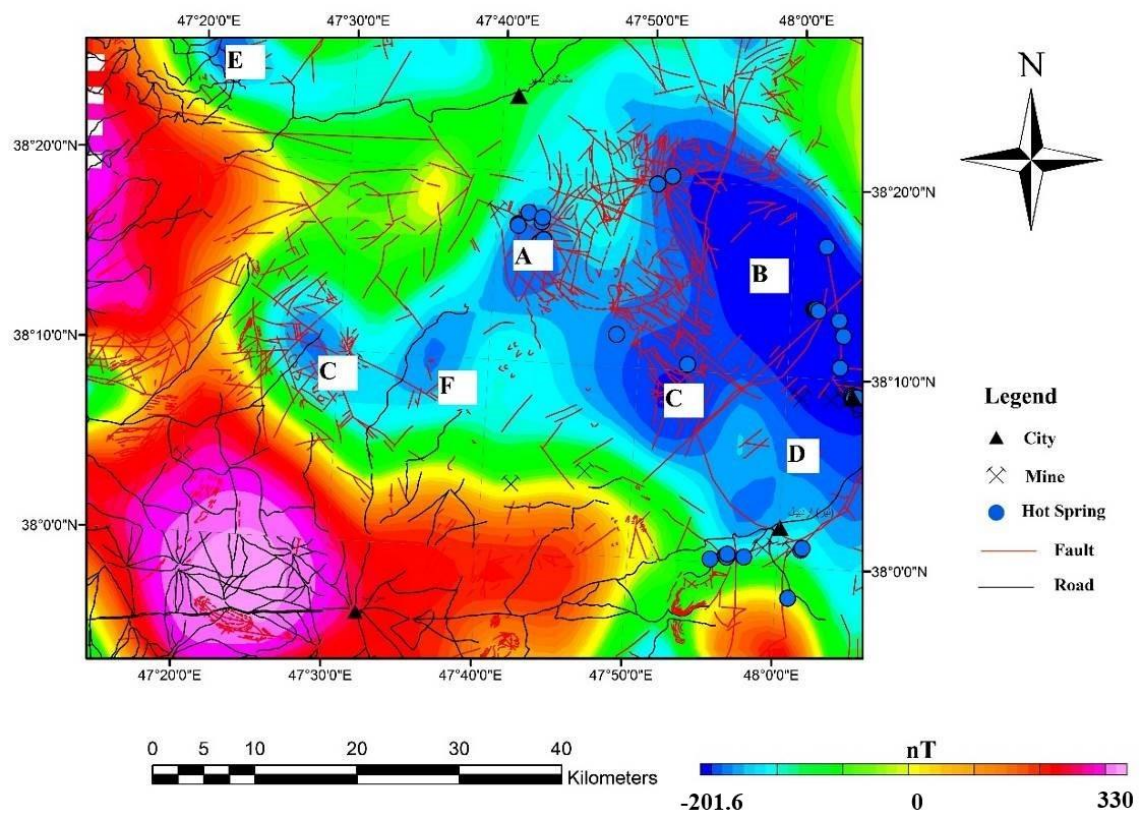
۴-۲-۳-۳. اعمال فیلتر تبدیل میدان مغناطیسی

این فیلتر در حقیقت داده‌ها را به یک سطح در بالاتر یا پایین‌تر از سطح اندازه‌گیری‌شده انتقال می‌دهد. ویژگی اصلی این تغییر فاصله دید این است که داده‌های سطحی و عمقی تا حدود زیادی از هم جدا می‌شوند. یکی از روش‌های تفکیک آنومالی‌های میدان مغناطیسی، روش گسترش به سمت بالا می‌باشد. با استفاده از این روش، تأثیرات سطحی حذف شده و تأثیرات عمیق به وضوح مشخص می‌شوند. در این روش داده‌های میدان پتانسیل با معادلات ریاضی از سطح مبنا به سطحی بالاتر تصویر می‌شوند. این تغییر به سطح به بالا اثر آنومالی‌های دور و نزدیک به سطح را همزمان کاهش می‌دهد؛ اما اثر کاهشی آن روی داده‌های سطحی بیش‌تر است. بنابراین در یک سطح بالاتر، الگوی تغییرات ناحیه‌ای به‌طور واضح نمایان شده و آنومالی‌های باقیمانده (سطحی و محلی) کمتر واضح می‌باشند (Bergren, 1999).

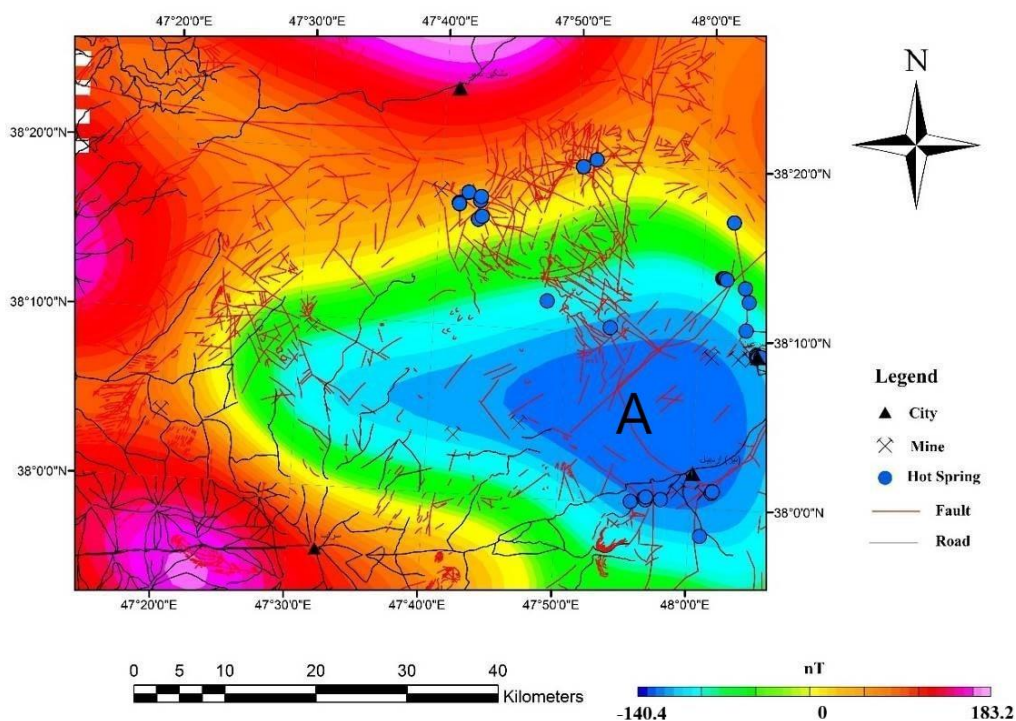
فیلتر گسترش به سمت بالا، اثر بی‌هنجاری‌های سطحی با فرکانس بالا را حذف و به این طریق اثر بی‌هنجاری‌های عمیق‌تر را بهتر آشکار می‌سازد (Gunn, 1996). این فیلتر تأثیر منابع محلی و کم‌عمق را که در نقشه‌های گرادیان عمودی آشکار بود، حذف می‌کند و بدین‌وسیله اثر بی‌هنجاری‌های عمیق بهتر آشکار می‌شود. درواقع این روش، بی‌هنجاری‌های با طول‌موج کوتاه را حذف کرده و دامنه بی‌هنجاری را تضعیف و اختلالات را کاهش می‌دهد (Tarlowski et al., 1997). سطح مطلوب برای ادامه فراسوی داده‌ها، اولین ارتفاعی است که بعد از آن میزان تغییرات عمق و اندیس ساختاری جزئی است (Salem and Ravat, 2003).

گسترش رو به پایین، داده‌ها را به سطوح پایین‌تر که بسیار ناپایدارترند انتقال می‌دهد. در این حالت، اطلاعات مربوط به طول موج‌های کوتاه‌تر از جمله نوفه تقویت می‌شود. گسترش رو به پایین به دلیل القاء نوفه زیاد کاربرد چندانی ندارد. بیش‌ترین کاربرد تبدیل گسترش رو به بالا جداسازی بی-هنجاری‌های ناحیه‌ای از محلی در برداشت‌های هوابرد است. با این حال برای حذف نوفه‌های سطحی از داده‌های برداشت‌شده و تخمین عمق بی‌هنجاری (عمدتاً به صورت کیفی) به خصوص در برداشت‌های هوابرد کاربرد دارد.

از آن‌جا که داده‌های مغناطیسی موجود در این پژوهش مربوط به برداشت‌های هوابرد هستند و در ارتفاع ۳۰۰ متری از سطح زمین (ارتفاع پرواز هواپیما) برداشت شده‌اند، تقریباً عاری از نوفه‌های سطحی بوده و توده‌های نسبتاً بزرگ را شامل می‌شوند (شکل ۴-۵ الف) نقشه ادامه فراسو به ارتفاع ۱۰۰۰ متر و (شکل ۴-۵ ب) نقشه ادامه فراسو به ارتفاع ۷۰۰۰ متر از سطح زمین را نشان می‌دهد.



شکل ۴-۵ الف. ادامه فراسو با افزایش ۱۰۰۰ متری سطح، برگردان به قطب شده محدوده مورد مطالعه



شکل ۴-۵ ب. ادامه فراسو با افزایش ۷۰۰۰ متری سطح، برگردان به قطب شده محدوده مورد مطالعه

در شکل (۴-۵ الف)، نقشه حاصل از اعمال فیلتر برگردان به قطب به ادامه فراسو با افزایش ۱۰۰۰ متری سطح آورده شده است. همان‌گونه که مشاهده می‌شود، با بالا بردن سطح مشاهده داده‌ها که در واقع اطلاعات اعماق بیشتر مورد بررسی قرار می‌گیرد، مقادیر کوچکتر و سطحی کمرنگ‌تر شده و از بین می‌روند.

بی‌هنجاری‌های که در نقشه برگردان به قطب منطقه مشاهده می‌شود با توجه به نقشه ادامه فراسو ۱۰۰۰ متر، باقی مانده‌اند و بی‌هنجاری‌ها تغییرات جدیدی نکرده‌اند.

در شکل (۴-۵ ب)، بخش‌های بی‌هنجاری احتمالی (بخش‌های آبی رنگ به جزء قسمت جنوب شرقی) از حالت قبلی خود یعنی قبل از اعمال فیلتر ادامه فراسو (شکل ۴-۵ الف)، کم رنگ‌تر شده و در عمق از بین می‌روند؛ ولی بخش اصلی نقشه که شدت مغناطیس بیش‌تری نسبت به سایر قسمت‌ها نشان

می‌دهد (بخش صورتی رنگ)، در اعماق زیاد هم قابل مشاهده می‌باشد، در واقع توده‌های بی‌هنجاری ژئوترمال در جنوب شرقی سبلان و جنوب غربی سبلان و جنوب به صورت یک نوار بی‌هنجاری ریشه‌دار می‌باشد. در اعماق زیاد به علت افزایش دما و نزدیک شدن به نقطه کوری، شدت مغناطیس مواد کم می‌شود و نمی‌توان در مورد توده‌ها با استفاده از نقشه شدت مغناطیسی در اظهار نظر نمود.

۴-۲-۳-۴. زاویه تمایل (تیلت)

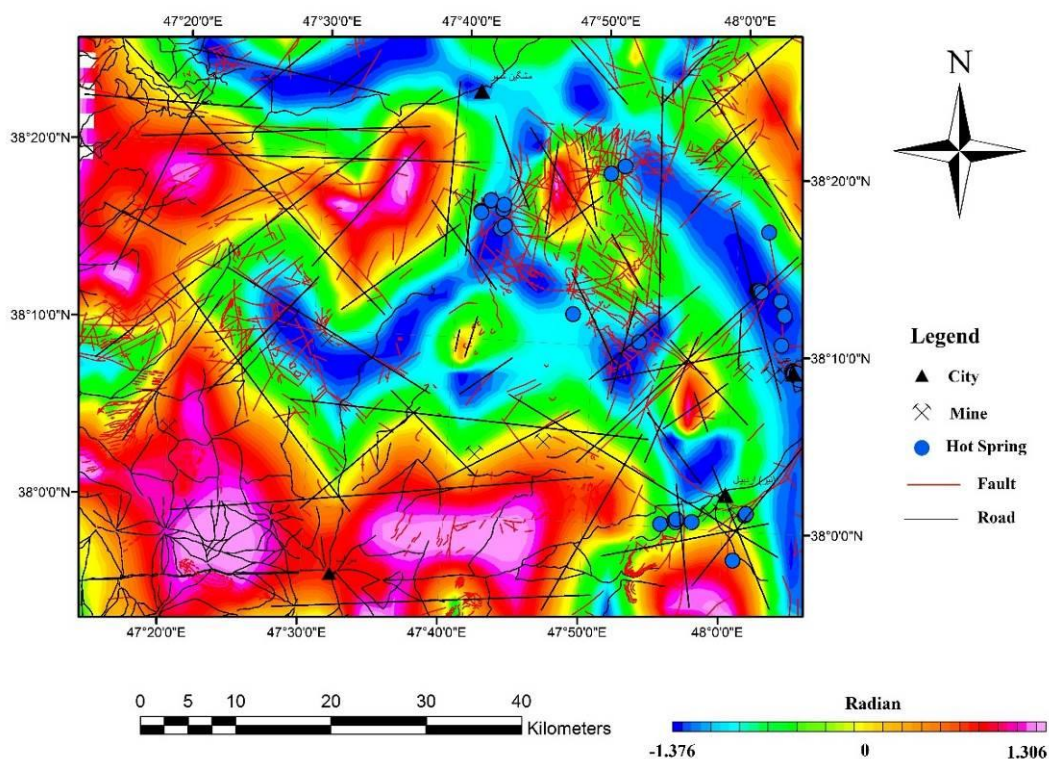
با توجه به نقشه زاویه تمایل، می‌توان مکان‌های گسل‌ها و شکستگی‌های بزرگ را مشخص نمود. محل‌های دارای زاویه تیلت نزدیک به صفر درجه، محتمل‌ترین نقاط برای عبور گسل می‌باشند. با استفاده از این مکان‌ها تا حدود بسیار زیادی می‌توان به موقعیت مخزن احتمالی زمین‌گرمایی پی‌برد (مصطفایی و باغزندی، ۱۳۹۳).

از جمله فیلترهای متداول مبتنی بر فاز، در برجسته‌سازی ساختارهای موجود در تصاویر میدان پتانسیل که برای اولین بار توسط میلر و ساین (۱۹۹۸) ارائه شد، فیلتر زاویه کجی است.

$$T = \tan^{-1} \frac{(\partial f / \partial z)}{\sqrt{(\frac{\partial f}{\partial x})^2 + (\frac{\partial f}{\partial y})^2}} \quad (۲-۴)$$

طبیعت مثلثاتی زاویه‌ی کجی محدودیتی بین $-\frac{\pi}{2}$ تا $+\frac{\pi}{2}$ ایجاد می‌کند. مقدار این زاویه در بالای توده مغناطیسی یا گرانی مثبت و در نزدیکی لبه‌های آن، جایی که مشتق افقی بیشینه مقدار است، مقدار صفر را اختیار می‌کند. از روی شکل مشخص است که مقادیر کمینه بر روی مرز توده‌ها قرار نمی‌گیرند، ولی به دلیل عمق توده‌ها، مرزها به صورت هاله و به صورت پخش شده مشخص شده‌اند. این روند با افزایش عمق توده بیشتر می‌شود. مقدار زاویه تیلت در مرزها حدود صفر (زردرنگ)، درون توده مغناطیسی مثبت (قرمز و صورتی) و بیرون توده، منفی (آبی و سبز) می‌باشد. بنابراین با استفاده از این فیلتر می‌توان

مرزهای توده مغناطیسی را نیز مشخص نمود (Salem et al., 2007). همان گونه که در شکل (۴-۶) مشاهده می شود، بخش های صورتی تا قرمز توده نفوذی را نشان می دهند.



شکل ۴-۶. نقشه مغناطیس هوابرد حاصل از اعمال فیلتر زاویه تیلر روی نقشه برگردان به قطب شده منطقه مورد مطالعه، به دلیل اینکه گسل های آشکار، پنهان، شکستگی ها و جابجایی های تکتونیکی در منطقه مورد مطالعه در ایجاد موقعیت چشمه های آبگرم و ذخایر ژئوترمال مهم هستند این نقشه در ناحیه مورد نظر تهیه شد.

۴-۳-۵. سیگنال تحلیلی

سیگنال تحلیلی یکی از روش های کمی تفسیر داده های میدان پتانسیل است. سیگنال تحلیلی با استفاده از مشتق در جهات مختلف اثر روند منطقه ای که از نوع درجه اول می باشد را در سه جهت حذف می کند و با حذف اثر بی هنجاری های سطحی (نوفه) بدنه مغناطیسی را بهتر نشان می دهد. مشکلات این روش یکی فاصله بدنه مغناطیسی نسبت به سطح زمین است که هر چه نزدیک تر باشد پاسخ مناسب تری

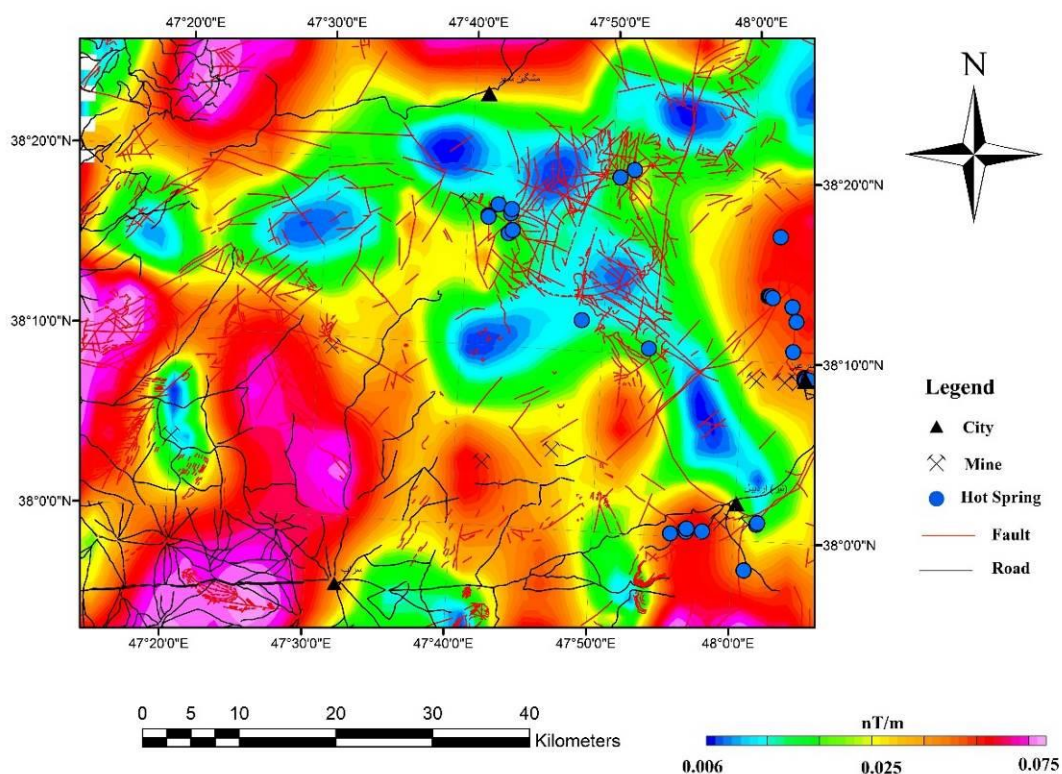
داریم و دیگری اختلاف اثر خودپذیری بدنه مغناطیسی و سنگ‌های اطراف است که هر چه اختلاف بیشتر باشد نقشه سیگنال تحلیلی واضح‌تر است.

$$A(x, y) = \frac{\partial x}{\partial y} + \frac{\partial T}{\partial f} - i \frac{\partial T}{\partial Z} \quad (3-4)$$

$$|A(x, y)| = \sqrt{\left(\frac{\partial T}{\partial x}\right)^2} + \sqrt{\left(\frac{\partial T}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial T}{\partial z}\right)^2} \quad (4-4)$$

مکلود و همکاران (۱۹۹۲)، نشان دادند که تصحیح انتقال به قطب چه تاثیری در جابجایی سیگنال تحلیلی داده‌ها در عرض‌های جغرافیایی کم و تفسیر دایک‌ها دارد. سو و همکاران (۱۹۹۸) نشان دادند که سیگنال تحلیلی چگونه باعث تفسیر بهتر عمق بدنه مغناطیسی می‌گردد. نبیقیان (۱۹۷۴)، نشان داد که مشتق افقی و قائم بی‌هنجاری مغناطیسی تولید شده توسط تبدیل هیلبرت در فرم دو بعدی و تعریف یک سیگنال تحلیلی می‌باشد. یکی از خصوصیات مهم آنالیتیک سیگنال دو بعدی این است که میدان نوسان آن پیچشی از سیگنال اساسی آن می‌باشد.

نبیقیان (۱۹۷۴)، نشان داد که میدان نوسان آنالیتیک سیگنال - که پیچشی در حالت دو بعدی می‌باشد - یک نتیجه بهتر برای تعمیم تئوری پیچش می‌باشد. این مساله بدون مراجعه به تبدیل هیلبرت حاصل شده است.



شکل ۴-۷. نقشه سیگنال تحلیلی حاصل از پردازش داده‌های مغناطیسی هوابرد

همان‌طور که در رابطه با نقشه زاویه تیلت اشاره شد، با توجه به اهمیت موضوع و نقش موثری که گسل‌های منطقه در دگرسان شدن و ایجاد موقعیت فعلی چشمه‌های آبگرم دارند، روش آنالیتیک سیگنال بر روی داده‌های مغناطیسی اعمال شد تا مرز شکستگی‌ها و گسل‌ها شناسایی شود. توده‌های بی-هنجاری در سمت غرب نقشه، مربوط به توده‌های گرانوموزونیتی و گرانیتی می‌باشد که مرز توده بی-هنجاری را تقریباً به خوبی جدا کرده است و توده بی‌هنجار ژئوترمال در مرکز کالداری سبلان به خوبی بی‌هنجاری را جدا کرده و با توجه به نقشه برگردان به قطب شده، بی‌هنجاری ژئوترمال به سمت جنوب شرقی سبلان (یعنی به سمت سرعین) کشیده شده است.

۴-۳. داده‌های گرانی‌سنجی

یکی از پرکاربردترین روش‌های ژئوفیزیکی، روش گرانی‌سنجی است. وجود سنگ‌های مختلف با چگالی‌های متفاوت بر گرانی اندازه‌گیری شده اثر می‌گذارد. سنگ‌های چگال‌تر اثر قوی‌تری روی دستگاه اندازه‌گیری می‌گذارند (Guglielmetti et al., 2013). از آن‌جا که بخش‌های شکسته شده زمین دارای خلل و فرج زیادی بوده و معمولاً درون این شکاف‌ها و شکستگی‌ها، پر از آب یا سیالات و یا خالی می‌باشد، چگالی آن نسبت به بخش‌های اطراف کمتر شده و در نتیجه مقادیر کمی به خود اختصاص می‌دهد؛ بنابراین در مطالعاتی که روی منطقه کوچکی انجام می‌گیرند، باید بخش‌هایی را بیشتر مورد توجه قرار داد که کمترین مقادیر آنومالی بوگه را نسبت به اطراف خود نشان می‌دهند (نورعلی و همکاران، ۲۰۱۵).

برداشت‌های گرانی‌سنجی در اکتشافات زمین‌گرمایی بیشتر برای مشخص کردن توده‌های نفوذی زیرسطحی و تخمین عمق احتمالی آن‌ها، و یا برای مشخص کردن گسل‌های پنهان که به عنوان معبری برای عبور گازها و یا سیالات داغ عمل می‌کنند، انجام می‌شوند (Manzella, 1999).

گودموندسون و میسلوم در سال ۱۹۱۸ با استفاده از روش‌های گرانی‌سنجی و مغناطیس-سنجی به مطالعه ساختارهای گرمایی و ساحلی آتشفشان گریمزوتن در ایسلند پرداخته و به کمک روش‌های مذکور توانستند موقعیت منابع زمین‌گرمایی را مشخص نمایند. کاربرد همزمان روش‌های ژئوفیزیکی گرانی‌سنجی، مغناطیس‌سنجی هوایی و تلوریک در مجموعه زمین‌گرمایی بخش جنوبی رودخانه رفت در آیداهو سبب شناسایی ساختارهای زیرسطحی و لیتولوژی سنگ‌کف دره گردید (Mabey, 1978). داده‌های گرانی در ناحیه نگوزی که مجموعه ولکانیکی رونگوه به وسیله جاده‌های اطراف محدود شده است، برداشت شده است. ایوگر و همکاران (۱۹۹۳)، در تفسیر داده‌های گرانی جنوب

شرق مبیله به این نتیجه رسیدند که مقادیر کم گرانی مرتبط با نفوذی‌های کواترنر مراکز آتش‌فشانی نگیزی و رونگوه بوده است و بازتاب‌کننده منبع کم عمق آتش‌فشان و ماگما است.

در سال ۱۹۷۹ پیترمورفی و همکاران خصوصیات چشمه‌های آبگرم در ایالت یوتا آمریکا را با استفاده از داده‌های گرانی‌سنجی مورد مطالعه قرار دادند.

امیلو و همکاران در سال ۱۹۸۱ داده‌های گرانی‌سنجی را بر روی منطقه زمین‌گرمایی تانگونان در فیلیپین مورد بررسی قرار داده و بر اساس آن مقاطع زمین‌شناسی را تفسیر کردند.

وات و همکاران در سال ۲۰۰۷ در منطقه زمین‌گرمایی شمال نوادا با استفاده از داده‌های گرانی-سنجی مدل‌های سه‌بعدی زمین‌شناسی را تهیه کردند.

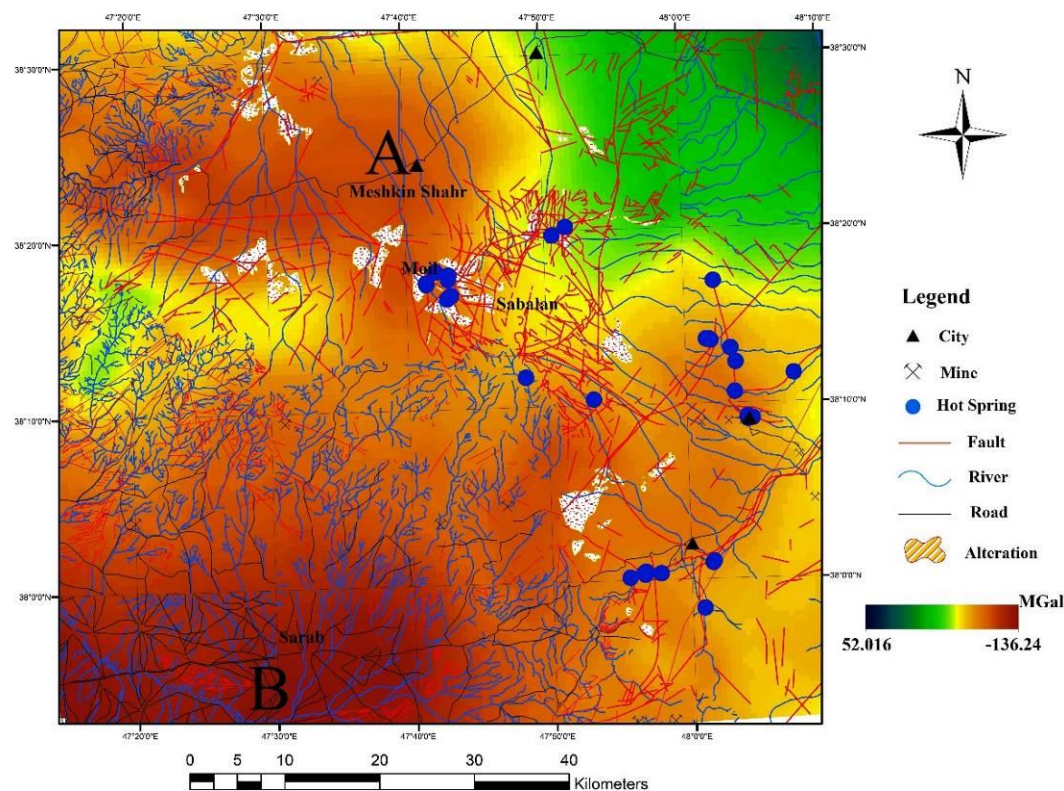
حکیم‌سیبی و همکاران در سال ۲۰۰۸ در ژاپن و در شهر فوکوکا، رابطه بین ساختارهای زمین-شناسی و دمای آب‌های زمین‌گرمایی را با استفاده از مدل‌سازی دوبعدی داده‌های گرانی‌سنجی با الگوریتم تالوانی مورد مطالعه قرار دادند.

اما در مطالعات با مقیاس بزرگ همانند پژوهش حاضر که انواع سنگ‌های غیر آذرین از جمله رسوبات هم موجودند، بخش‌های آذرین شکسته شده کمترین مقدار را نشان نمی‌دهند؛ در چنین مواقعی بخش‌های میانی که مقادیر متوسطی از گرانی را نشان می‌دهند (رنگ‌های سبز و زرد در نقشه آنومالی بوگه)، بیشترین درجه اهمیت را به خود اختصاص داده و بخش‌های چگال با رنگ صورتی و قرمز در مرتبه دوم مورد اهمیت قرار می‌گیرند. بخش‌های با چگالی کم (آبی رنگ) کمترین امتیاز را گرفته و به سنگ‌های رسوبی منطقه مرتبط می‌باشند.

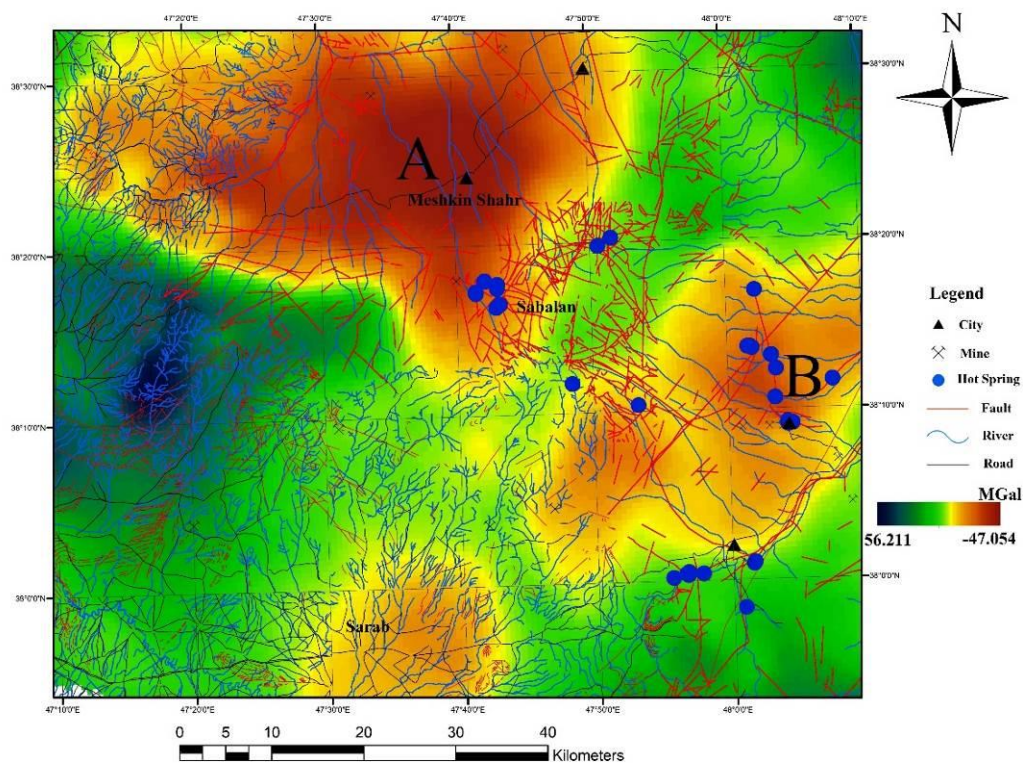
در منطقه مورد مطالعه، در سال‌های ۱۹۷۷ تا ۱۹۷۹ داده‌های گرانی‌سنجی زمینی توسط سازمان انرژی کشور تهیه شده است. داده‌های گرانی‌سنجی منطقه مورد مطالعه، شامل ۲۰۹۶ ایستگاه گرانی-سنجی می‌باشد که فاصله آنها متغیر و در حدود ۰,۴ تا ۱۰ کیلومتر می‌باشد.

۴-۳-۱. اعمال فیلتر روند سطحی روی داده‌های گرانی سنجی محدوده مورد مطالعه

چنان‌که انتظار می‌رود، کوه‌ها بیش‌ترین مقادیر گرانی و دره‌ها کمترین میزان آن را به خود اختصاص می‌دهند. گرانی‌های قسمت غربی برگه در نقشه گرانی نیز، مقادیر بالایی را نشان می‌دهند. نقشه‌های گرانی سنجی بی‌هنجاری بوگه منطقه مورد مطالعه را به ترتیب با حذف روند کلی مرتبه ۱، ۲ و ۳ منطقه، جهت مقایسه بهتر نشان می‌دهد (شکل ۴-۸ الف)، نقشه بی‌هنجاری بوگه، (شکل ۴-۸ ب، ج و د) به ترتیب روند باقی‌مانده با درجه‌های ۱، ۲ و ۳ را نشان می‌دهد.



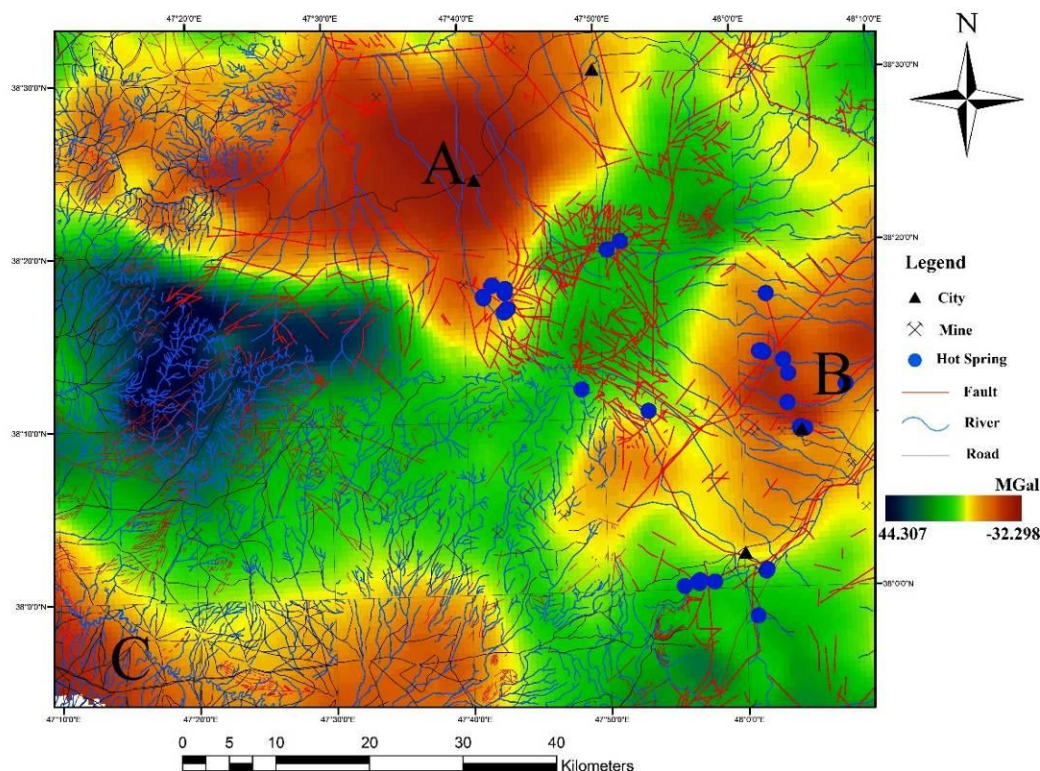
شکل ۴-۸ الف. نقشه گرانی کامل بوگه به‌دست آمده از پردازش داده‌های گرانی سنجی (بی‌هنجاری‌های شماره A و B در شکل نمایش داده شده است).



شکل ۴-۸ ب. نقشه باقی مانده درجه یک از پردازش داده های گرانی سنجی

همانطور که در شکل (۴-۸ ب)، مشاهده می شود بی هنجاری های شماره A که در نقشه بوگه وجود داشته بود در این نقشه حفظ شده و بی هنجاری شماره B حذف شده است.

یک بی هنجاری جدید دیگر بعد از اعمال فیلتر باقی مانده به وجود آمده در محدوده جنوب شرقی سبلان با عنوان شماره B، برای مطالعه کلیه ساختارهای با اهمیت منطقه و جلوگیری از حذف هرگونه بی هنجاری مهم و با اهمیت، از نقشه باقی مانده درجه یک استفاده شده که بسیار شبیه باقی مانده درجه دو می باشد.

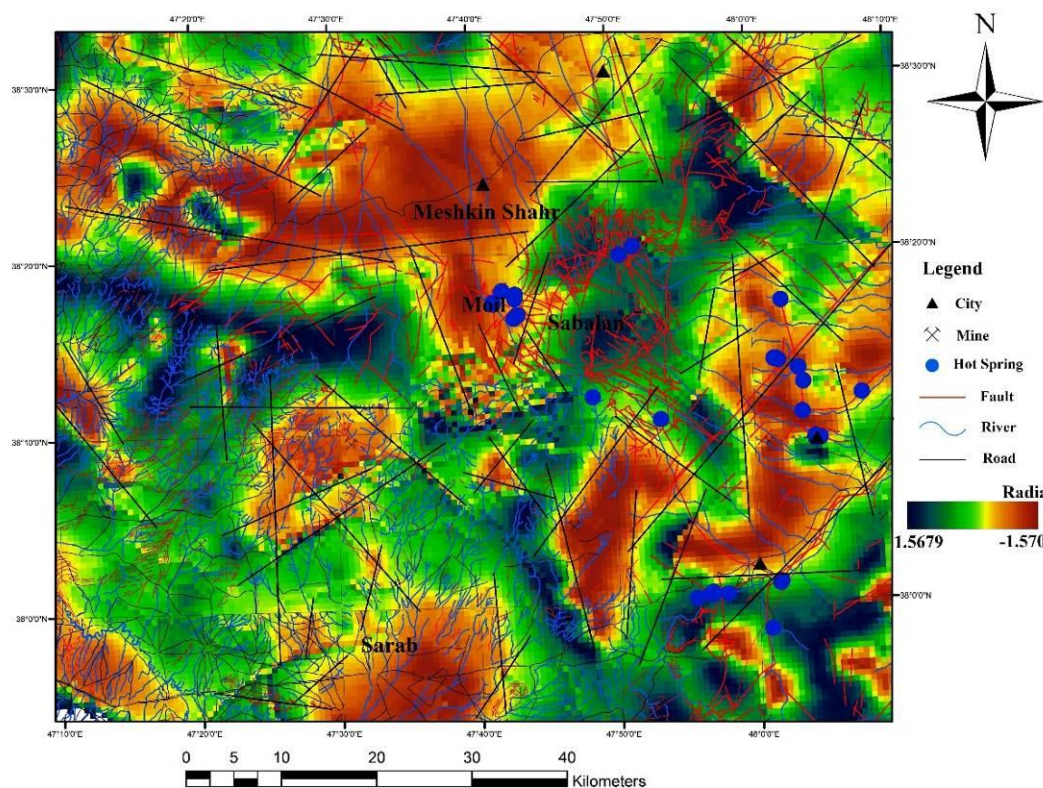


شکل ۴-۸ ج. نقشه باقی مانده درجه دو از پردازش داده های گرانی سنجی

بی هنجاری شماره A با توجه به ساختارهای منطقه و موقعیت چشمه های آبگرم جزء بی هنجاری های اصلی محدوده و با اهمیت می باشد و بی هنجاری C و B در محدوده با توجه با شواهد زمین شناسی تغییر می کنند. با توجه به این که نقشه بی هنجاری باقی مانده درجه دو و نقشه بی هنجاری باقی مانده درجه سه شبیه یکدیگر بودند از آن چشم پوشی می شود.

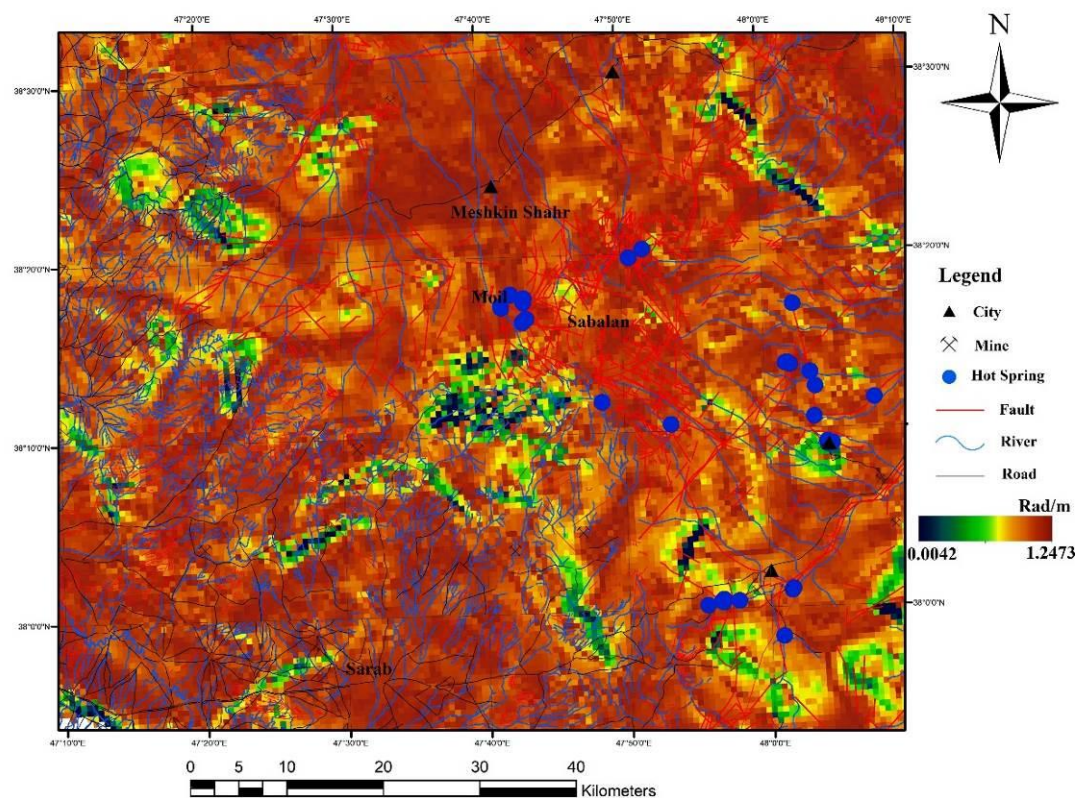
۴-۳-۲. اعمال فیلتر زاویه تیلت

همان طور که در بخش مغناطیس سنجی هم گفته شد، زاویه تیلت روی گسل ها و کنتاکت ها صفر می باشد؛ بنابراین بخش های زرد رنگ می توانند نشان دهنده گسل های عمیق باشند. گسل هایی که در این بخش شناسایی می شوند، در انتها برای تلفیق با گسل های شناسایی شده قبلی ادغام می گردند.



شکل ۴-۹. نقشه زاویه تیل (Tilt) حاصل از پردازش داده‌های گرانی‌سنجی، موقعیت گسل‌های زمین‌شناسی و چشمه‌های آبگرم در محدوده مورد مطالعه

به دلیل اینکه بی‌هنجاری‌های پنهان، گسل‌های آشکار و پنهان، شکستگی‌ها و جابجایی‌های تکتونیکی در منطقه مورد مطالعه در ایجاد موقعیت چشمه‌های آبگرم و ذخایر ژئوترمال مهم هستند این نقشه در ناحیه مورد نظر تهیه شد که نقشه گرادیان افقی (THDR) نیز به تفکیک به نمایش درآورده شده است.



شکل ۴-۱۰. نقشه گرادیان افقی بی‌هنجاری (THDR) حاصل از پردازش داده‌های گرانی‌سنجی

با توجه به اهمیت موضوع و تکمیل اطلاعات پردازشی ساختاری زمین‌شناسی تحت‌الارضی در منطقه مورد مطالعه این نقشه تهیه شده است.

فصل پنجم

تلفیق لایه‌های اطلاعاتی

۵-۱. مقدمه

امروزه کاربرد سیستم اطلاعات جغرافیایی در تمام ابعاد گسترش روزافزونی یافته است؛ به گونه ای که به عنوان ابزاری قدرتمند در جهت ذخیره، بازیابی و تحلیل اطلاعات به صورت جدی مطرح شده و مورد استفاده قرار می گیرد. GIS یک ابزار قدرتمند برای تصمیم گیری و انتخاب بهترین مکان های بی هنجاری است و برای شناسایی چشم اندازهای ژئوترمال، با موفقیت اعمال شده است (نورالهی و همکاران، ۲۰۰۸؛ یوسفی و همکاران، ۲۰۱۰). آنچه در پتانسیل یابی ها اهمیت زیادی دارد، استفاده درست از تمام اطلاعات و داده های موجود می باشد. در این پژوهش سعی شده است از تمام اطلاعات موجود در پردازش های تصویری دورسنجی و ژئوفیزیکی (مغنطیس سنجی و گرانی سنجی) نرم افزاری استفاده بهینه کرد که مناطق پتانسیل دار انرژی ژئوترمال را شناسایی کرد.

۵-۲. شاخص همپوشانی

شاخص همپوشانی، گونه ای از عملیات GIS است که به موجب آن لایه های با فضای مشترک براساس وضعیت فضایی شان به هم می پیوندند (بونهام کارتر ۱۹۹۴ و کلارک ۱۹۹۹). برای ادغام لایه های اطلاعاتی ابتدا بایستی همه لایه ها را در اندازه های یکسان و با ابعاد پیکسلی برابر آماده ساخت و سپس تلفیق نمود. بدین منظور تمامی لایه های اطلاعاتی مورد استفاده از پردازش همان داده های آورده شده در فصل چهارم این پژوهش می باشند.

۵-۲-۱. مراحل آماده سازی نقشه ها

در این پژوهش به منظور تهیه نقشه پتانسیل مطلوب زمین گرمایی منطقه مورد مطالعه و تعیین مناطق امیدبخش، از لایه های اکتشافی استفاده شده سنجنده ETM^+ ، دگرسانی ها و نقشه مغنطیس-سنجی هوابرد برگردان به قطب شده و نقشه های حاصل از پردازش داده های گرانی سنجی زمینی.

۵-۲-۱-۱. کلاسه‌بندی

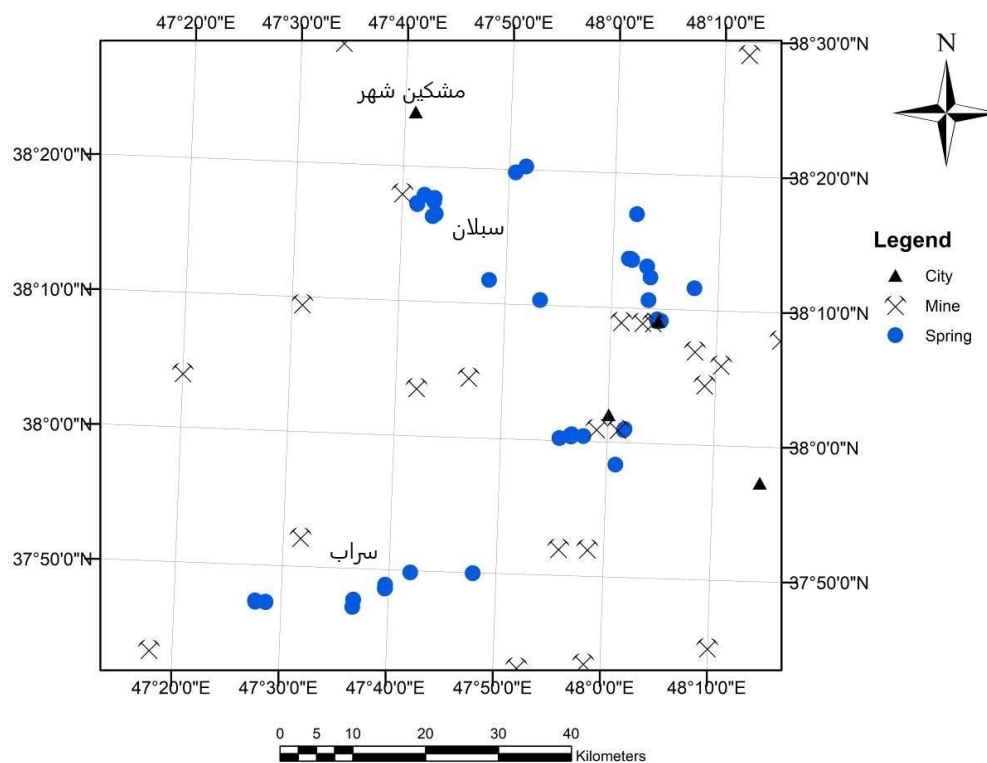
در ابتدای کار و قبل از انجام تلفیق، می‌بایست تعداد کلاس‌ها برای هر لایه اطلاعاتی مشخص گردد و لایه‌ها از لحاظ محدوده امتیازبندی با هم همخوانی داشته باشند. در این پژوهش امتیازبندی تمام لایه‌ها بین ۱ تا ۱۰ می‌باشد که عدد بزرگ‌تر نشان‌دهنده امتیاز بالاتر است ولی لزوماً تعداد کلاس‌ها و این اعداد هر لایه اطلاعاتی با سایر لایه‌ها یکسان نمی‌باشد جدول (۵-۱).

جدول ۵-۱. کلاسه‌بندی نقشه‌ها

امتیاز کلاس	شاخص لایه	تعداد کلاس	لایه اطلاعاتی
۰ ۱ ۲	شدت میدان مغناطیس (nT)	۱۰	مغناطیس‌سنجی هوایی
۰ ۱ ۲	گرانش زمین (mm/s ²)	۱۰	گرانی‌سنجی

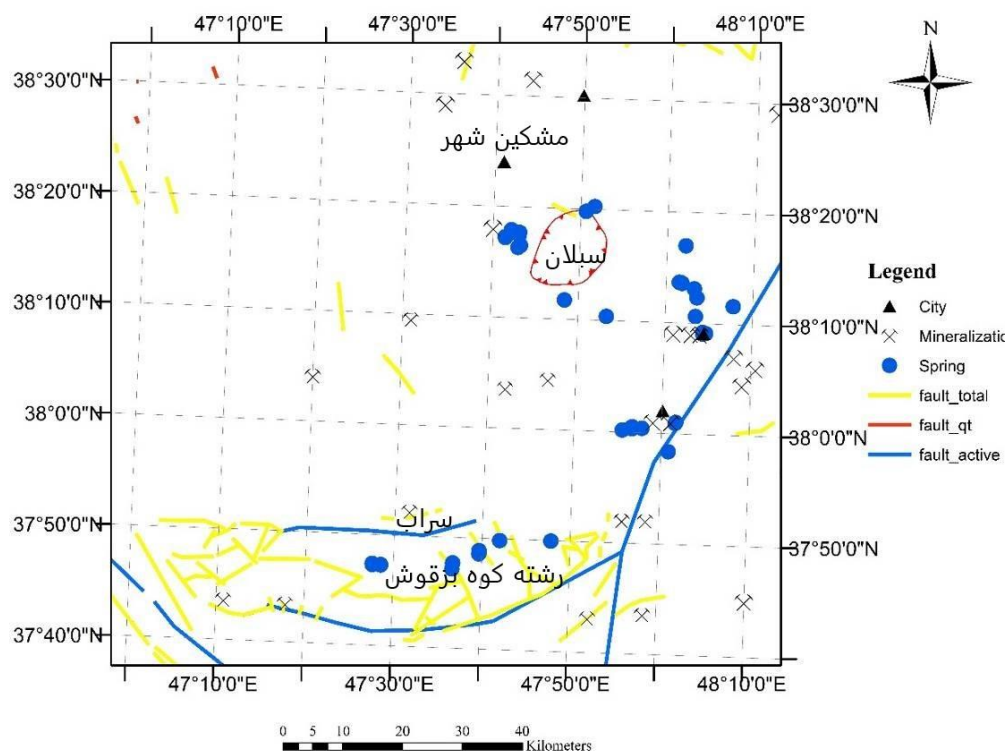
۵-۳. نقشه‌های کلاسه‌بندی شده

نقشه‌های کلاسه‌بندی شده مغناطیس‌سنجی هوارد، گرانی‌سنجی زمینی، چشمه‌های آبگرم و گسل‌های منطقه مورد مطالعه تهیه شده است.



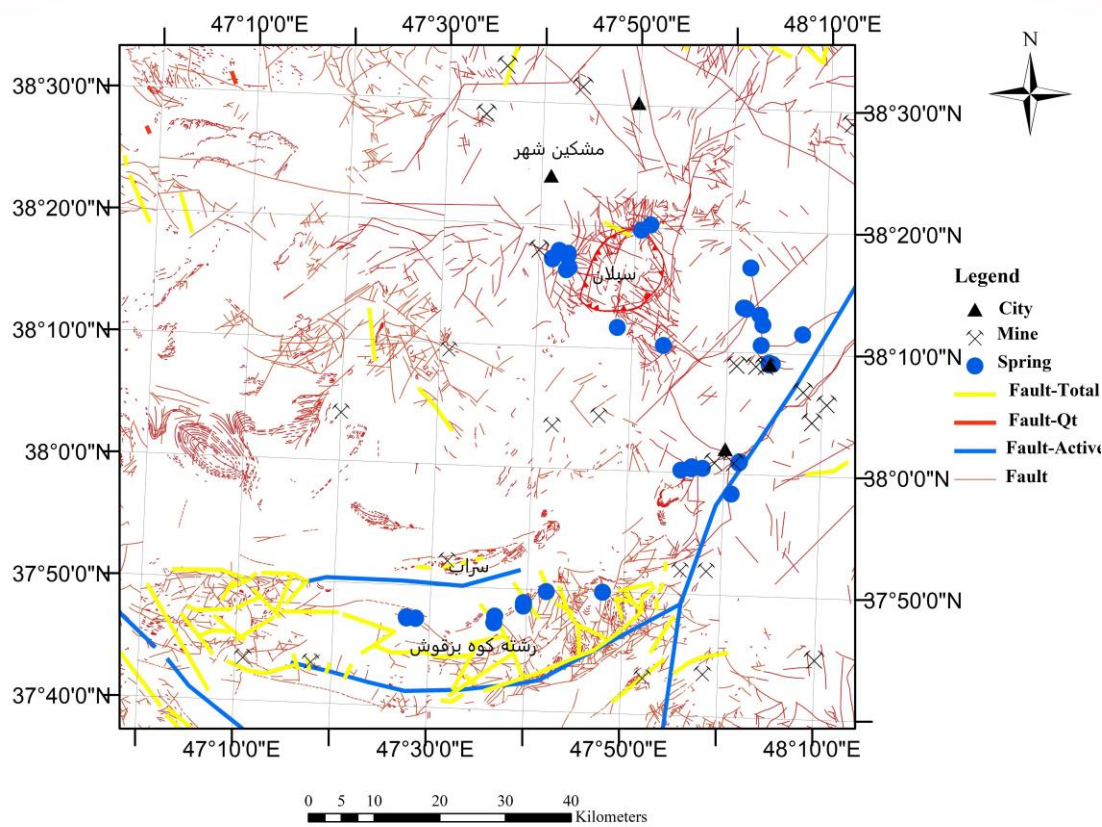
شکل ۵-۱. موقعیت چشمه‌ها و معادن منطقه مورد مطالعه

با توجه به موقعیت قرارگیری چشمه‌های منطقه مورد مطالعه، همان‌طور که در شکل (۵-۱) نیز مشاهده می‌شود اکثر چشمه‌ها، در نیمه شرقی سبلان و جنوب سراب قرار دارند. منطقه مشکین‌شهر با توجه به نتایج آنالیزهای مغناطیس‌سنجی هوابرد و گرانی‌سنجی، از نظر پتانسیل یابی منابع انرژی ژئوترمال مساعد بود. ولی موقعیت فعلی چشمه‌های آبگرم در مشکین‌شهر کمتر دیده می‌شود.



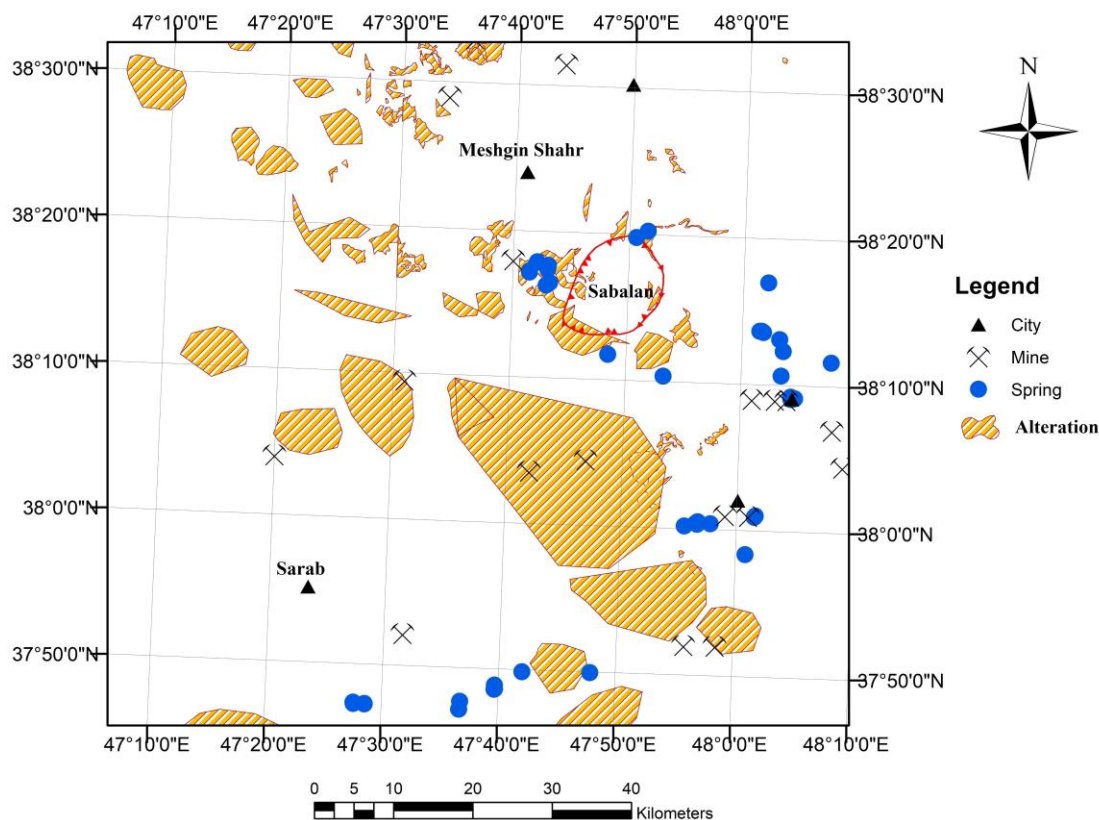
شکل ۵-۲. موقعیت چشمه‌ها، معادن، گسل‌های اصلی، گسل‌های کواترنری (قدیمی)، گسل‌های فعال در منطقه مورد مطالعه

همان‌طور که در شکل (۵-۲)، ملاحظه می‌شود، با توجه به نقشه تهیه شده، گسل‌های فعال به رنگ آبی در نیمه شرقی و جنوب سراب در رشته کوه بزقوش دیده می‌شود و گسل‌های اصلی به رنگ زرد در نیمه جنوبی سراب و اطراف محدوده به وفور دیده می‌شود و گسل‌های کواترنری (قدیمی) به صورت کمتری در محدوده دیده می‌شوند.



شکل ۵-۳. موقعیت قرارگیری تمام گسل‌های شناخته شده، چشمه‌ها و معادن در منطقه مورد مطالعه

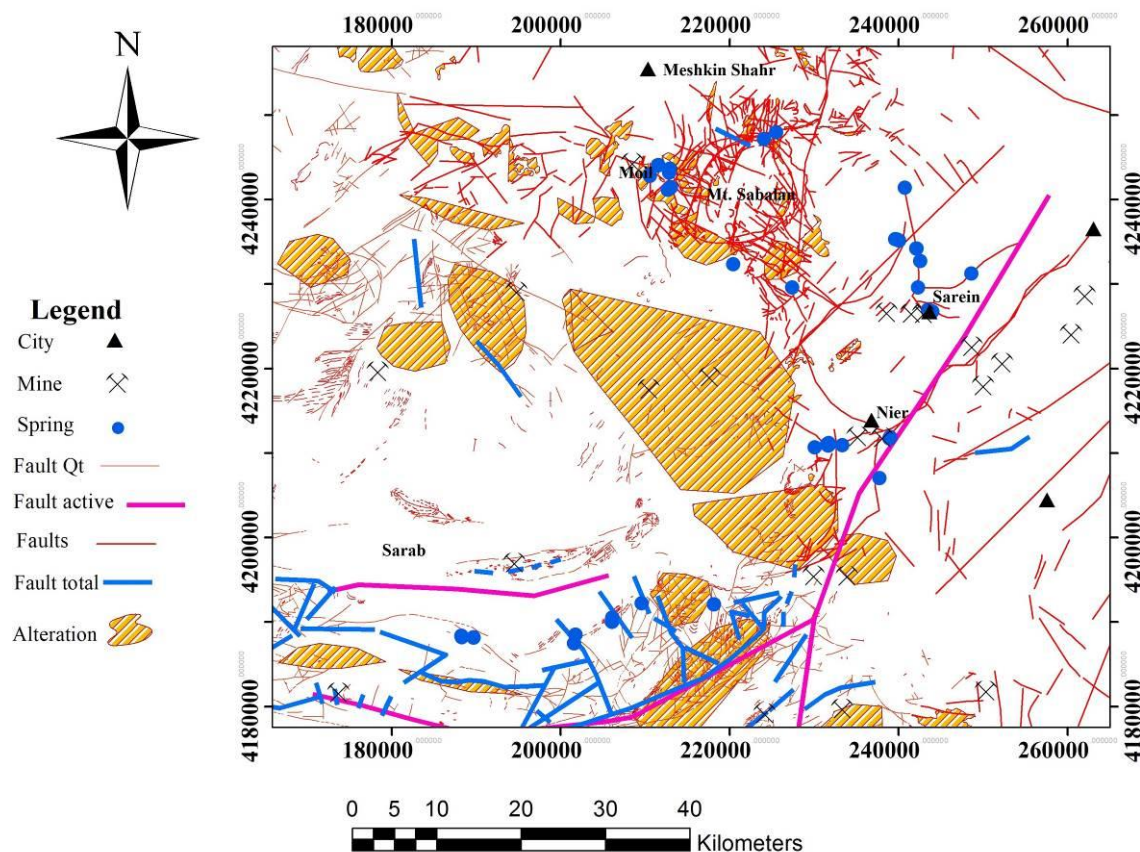
همانطور که ملاحظه می‌شود گسل‌های فعال رشته کوه بزقوش دارای روند شرقی - غربی هستند که چشمه‌های آبگرم متعددی در همین راستا جای گیری کرده‌اند. در رشته کوه بزقوش که کمر بند آذرین است دارای پیچیدگی‌های ساختاری و گسلش می‌باشد. کالدارای آتشفشانی سبلان از نوع آذرین با تجمع ولکانیکی می‌باشد که توالی از برهم ریختگی ساختاری در آن موید این موضوع است. در قسمت شمالی شرقی سبلان، چشمه‌های آبگرم متعددی وجود دارد که به لحاظ موقعیت مورفولوژیکی منطقه، به سمت دره روستای موئیل کشیده شده است.



شکل ۵-۴. موقعیت قرارگیری چشمه‌ها، معادن و دگرسانی‌های منطقه مورد مطالعه

با توجه به موقعیت دگرسانی‌های منطقه و معادن مشاهده می‌شود، اغلب معادن دقیقاً مرتبط با دگرسانی‌های شناخته شده در منطقه مورد مطالعه می‌باشند (شکل ۵-۴).

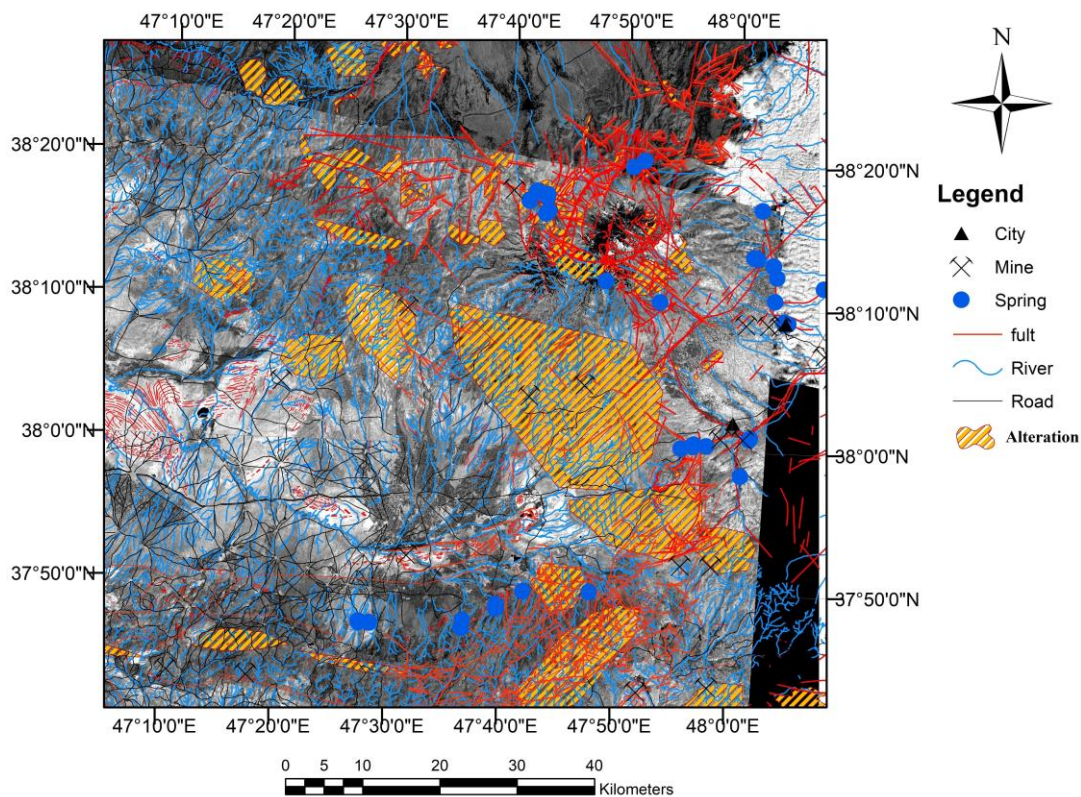
همانطور که ملاحظه می‌شود که در اطراف کالدرای آتشفشانی سبلان، دگرسانی‌های گرمابی به وفور مشاهده می‌شود. در نیمه جنوبی سبلان روند کلی دگرسانی‌های منطقه به صورت شمال غربی- جنوب شرقی است. اغلب چشمه‌های آبگرم در دره روستای موئیل، منطبق بر دگرسانی‌های گرمابی هیدروترمال می‌باشد.



شکل ۵-۵. موقعیت قرارگیری چشمه‌ها، معادن، گسل‌ها و دگرسانی‌های منطقه مورد مطالعه

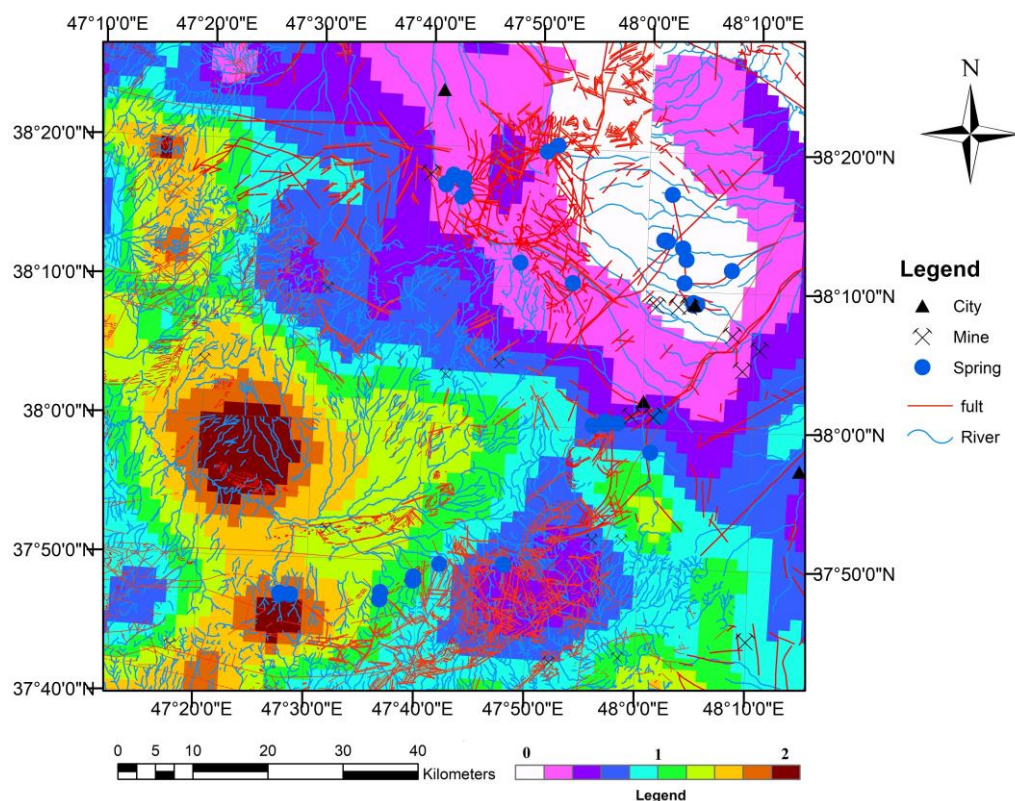
در اطراف کوه سبلان و جنوب منطقه گسل‌ها و دگرسانی‌های فراوان و متعددی وجود دارد که در شکل (۵-۵) مشاهده می‌شود. گسل‌های اصلی با رنگ آبی، گسل‌های فعال با رنگ صورتی در شکل مشخص شده است. همانطور که ملاحظه می‌شود در امتداد رشته کوه بزقوش نیمه بالایی توده و نیمه پایینی توده آندزیتی رشته کوه بزقوش دو گسل مهم و فعال با روند شرقی - غربی قرار گرفته است. چشمه‌های آبگرم متعددی در این بین در راستای روند ساختاری خط گسلش این رشته کوه جای گرفته است. در قسمت جنوبی کالدرای آتشفشانی سبلان، دگرسانی‌های گرمابی فراوانی به چشم می‌خورد که اغلب آنها تاثیر گسلش و ساختارهای زمین‌شناسی بر آنها می‌باشد. معادن فراوانی نیز در این محدوده‌ها

قرار گرفته‌اند. در قسمت شمال شرقی کالداری آتشفشانی سبلان، در منطقه دره روستای موئیل دگرسانی و چشمه‌های متعدد فراوانی در راستای دره و ساختار مورفولوژیکی منطقه وجود دارند.



شکل ۵-۶. تصویر سنجنده ETM⁺ به همراه دگرسانی‌ها، چشمه‌های آبگرم و گسل‌های منطقه مورد مطالعه

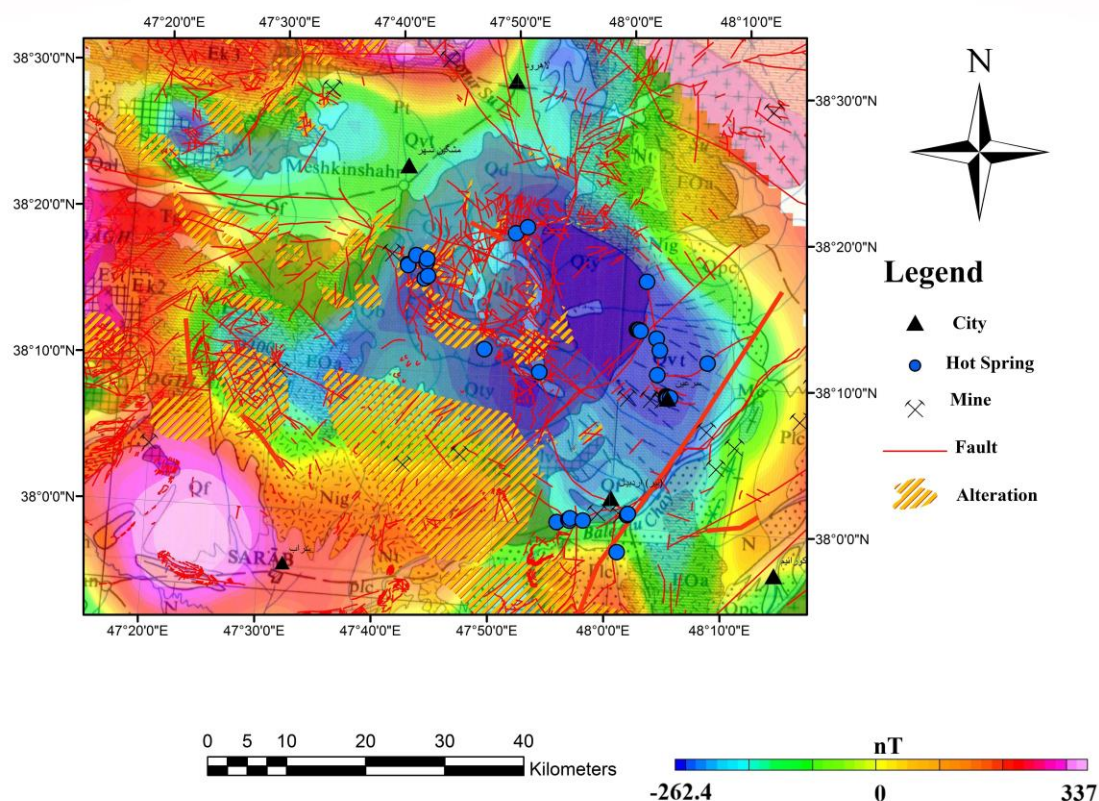
همانطور که در شکل (۵-۶) مشاهده می‌شود تصویر دو سین از سنجنده ETM⁺ آورده شده است که موقعیت گسل‌های زمین‌شناسی، دگرسانی‌های منطقه، چشمه‌های آبگرم و معادن فعال در منطقه مورد مطالعه آورده شده است.



شکل ۵-۷. نقشه تهیه شده مغناطیس هوابرد بعد از اعمال فیلتر برگردان به قطب، در تلفیق با موقعیت‌های چشمه‌ها، معادن، رودخانه‌ها، آبراهه‌ها و گسل‌های منطقه مورد مطالعه

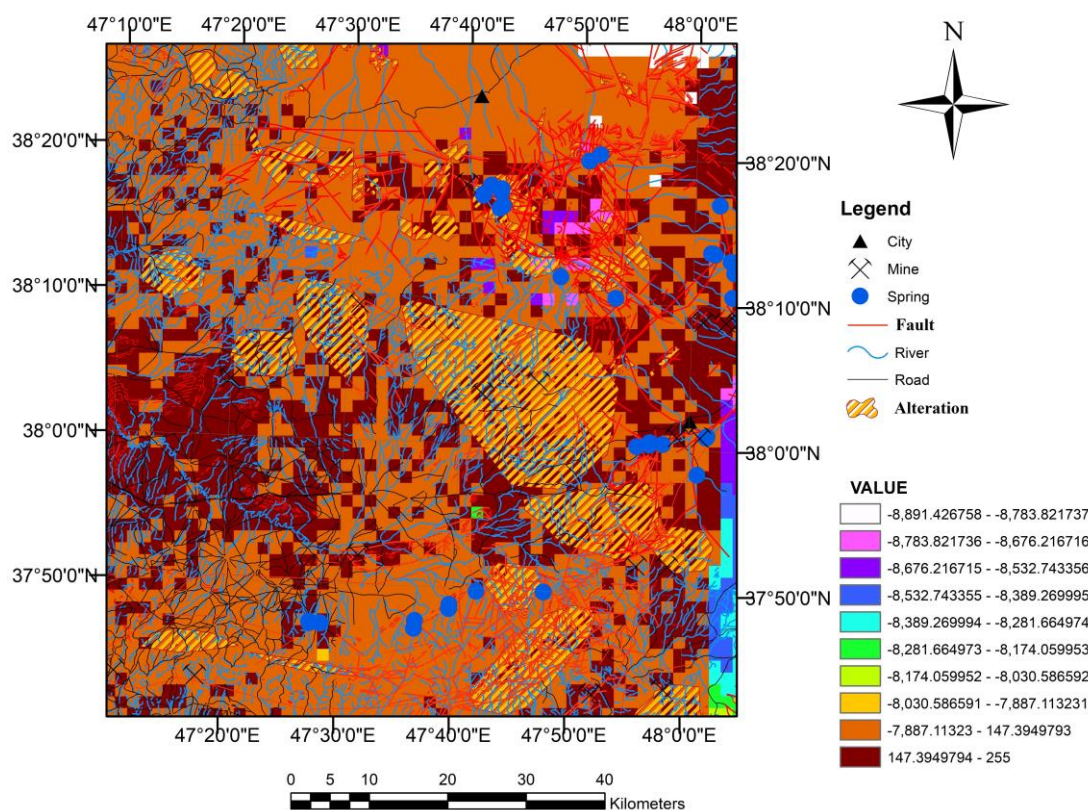
همانطور که در شکل (۵-۷) دیده می‌شود، بعد از انجام پردازش نقشه مغناطیس هوابرد و تلفیق آن با اندیس‌های گفته شده، این نقشه را در محیط سیستم اطلاعات جغرافیایی تبدیل به داده‌های رستری شده و به ۱۰ کلاس تقسیم‌بندی شده است. همان‌طور که در تصویر (۵-۷) مشاهده می‌شود، کلاسه‌بندی به ۱۰ قسمت تقسیم شده و در راهنمای نقشه به سه روند (۰، ۱ و ۲) تبدیل شده است. در نقشه برگردان به قطب کلاسه‌بندی شده مشاهده می‌شود که در نیمه غربی محدوده مورد مطالعه، توده‌های نفوذی به رنگ‌های قهوه‌ای پررنگ از شمال غربی تا جنوب غرب کشیده شده است که این حاکی از همان توده‌های نفوذی گرانیتی در منطقه می‌باشد و در نیمه شرقی منطقه یعنی نیمه شرقی سبلان و سبلان، با توجه به اینکه کوه سبلان آتشفشانی بوده و عملاً توده‌ی آذرینی و بازالتی که اکثراً (آندزیتی) می‌باشد، در پایین-

ترین مرتبه‌ی مغناطیس‌پذیری قرار دارد و به رنگ سفید تا بنفش دیده می‌شود که این خود نمایانگر تغییر ترکیب کانی‌شناسی سنگ‌های سبلان می‌باشد که در آنها تغییر دگرسان شدن اتفاق افتاده است.



شکل ۵-۸. نقشه برگردان به قطب مغناطیسی هوابرد و زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه

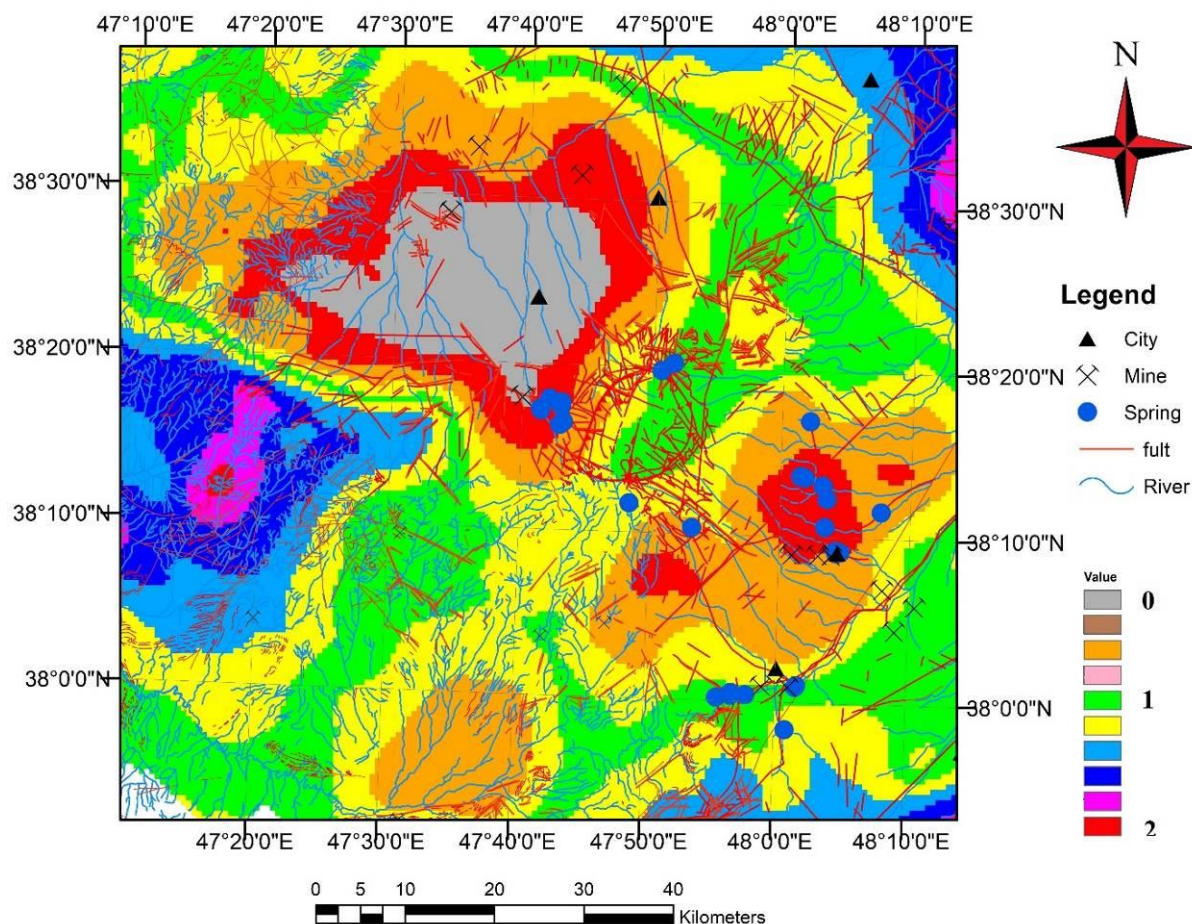
همانطور که در شکل (۵-۸) مشاهده می‌شود، نقشه برگردان به قطب شده مغناطیسی هوابرد و نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه، به همراه گسل‌های زمین‌شناسی، دگرسانی‌های زمین‌شناسی، معادن فعال و چشمه‌های آبگرم آورده شده است. در نیمه شرقی منطقه، شمال شرقی سراب توده گرانومونزونیتی وجود دارد که نقشه برگردان به قطب شده آن را تایید می‌کند. در نیمه جنوبی کالدرای آتشفشانی سبلان و شمال سراب (کمترین خودپذیری مغناطیسی) وجود دارد. چشمه‌های آبگرم سریع از نیمه جنوب شرقی سبلان کشیده شده است و در خلاف جهت آن، چشمه‌های آبگرم متعددی نیز در شمال غربی سبلان، در راستای دره روستای موئیل کشیده شده است.



شکل ۵-۹. نقشه تلفیقی حاصل از سنجنده ETM^+ و مغناطیس برگردان به قطب شده

همان‌طور که در شکل (۵-۹) دیده می‌شود برای اینکه این نقشه حاصل شود، از دو داده که طیف‌های نامربوط به یکدیگر را دارند در محیط سیستم اطلاعات جغرافیایی تلفیق شد. قبل از تلفیق هردو سیستم به یک واحد پردازشی تبدیل شدند که در ابتدا داده‌های سنجنده‌های ETM^+ بعد از موزاییک شدن و تصحیحات مربوطه آن، تبدیل به داده‌های رستری شده و دوباره بعد از تصحیحات مربوطه تبدیل به داده‌های وکتوری و در نهایت دوباره در سیستم اطلاعات جغرافیایی به داده‌ها تبدیل واحد تصویری رستری پیکسل به پیکسل تبدیل شده‌اند و در مورد نقشه مغناطیس برگردان به قطب شده منطقه مورد مطالعه نیز اطلاعات ابتدا چندین بار تبدیل واحد شدند و در نهایت به سیستم مناسبی تبدیل شدند و با همین دیگر تلفیق اطلاعاتی شده‌اند. همان‌طور که در شکل دیده می‌شود، از این تلفیق در می‌یابیم که در نیمه غربی محدوده از شمال غرب تا جنوب غرب یک توده نفوذی گرانیتی (گرانودیوریت،

مونزونیتی و کوآرتزمونزونیتی) دیده می‌شود که به رنگ قهوه‌ای و در نیمه شرقی سبلان نیز توده‌های آندزیتی و تراکی آندزیت و تراکیت به وفور دیده می‌شود که آنها نیز به رنگ قهوه‌ای نمایش داده شده است.

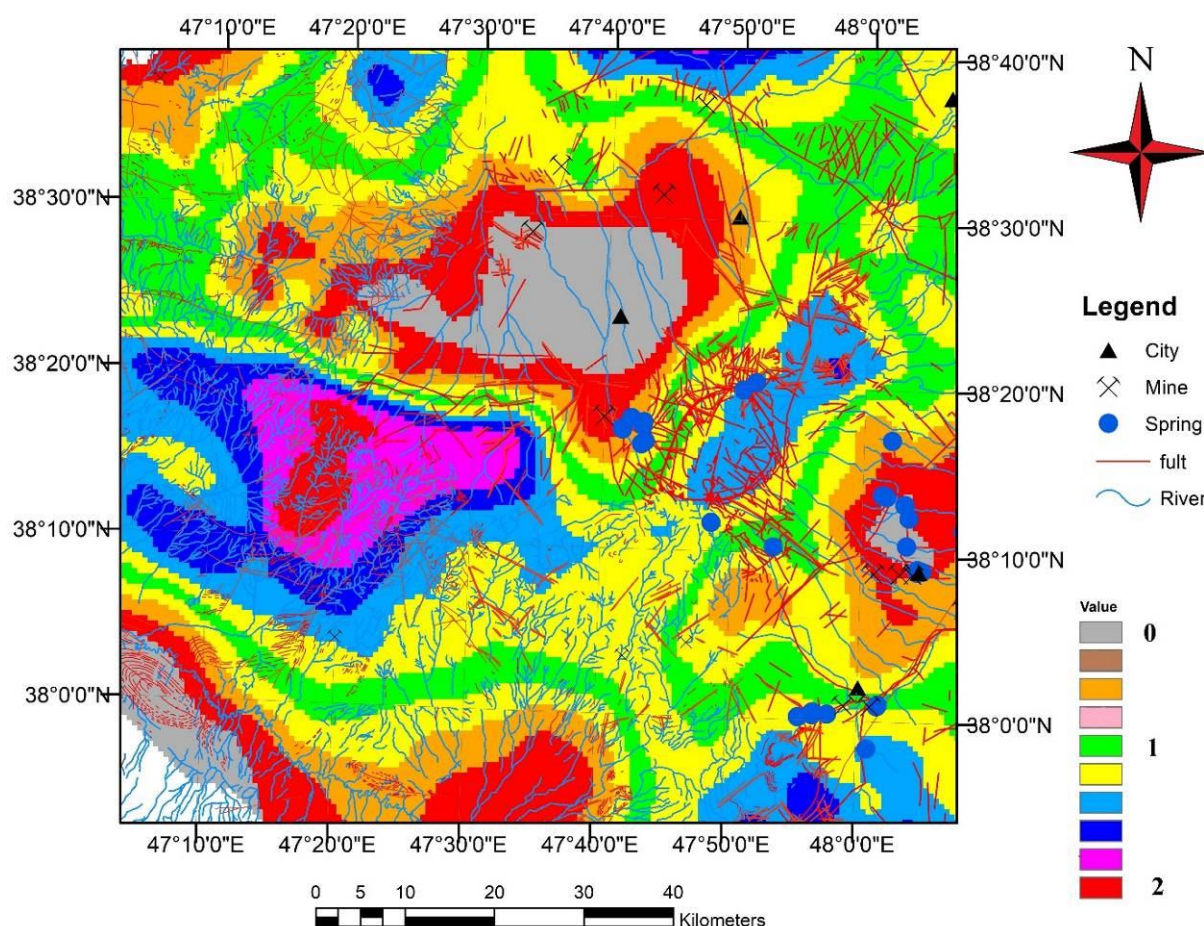


شکل ۵-۱۰. نقشه حاصل از پردازش داده‌های گرانی‌سنجی باقی‌مانده درجه یک

همان‌طور که در شکل (۵-۱۱) دیده می‌شود داده‌ها در محیط سیستم اطلاعات جغرافیایی پردازش شده و به ۱۰ کلاسه تقسیم و به سه روند (۰، ۱ و ۲) تبدیل شده است. بی‌هنجاری‌های گرانی‌سنجی در اطراف شهر مشکین‌شهر کم‌ترین مقدار خود را نشان می‌دهد که در نقشه به رنگ خاکستری نشان داده شده است.

به ترتیب به همین صورت باقی مانده های درجه های ۲ و ۳ نیز تهیه شده است که بعد از پردازش -

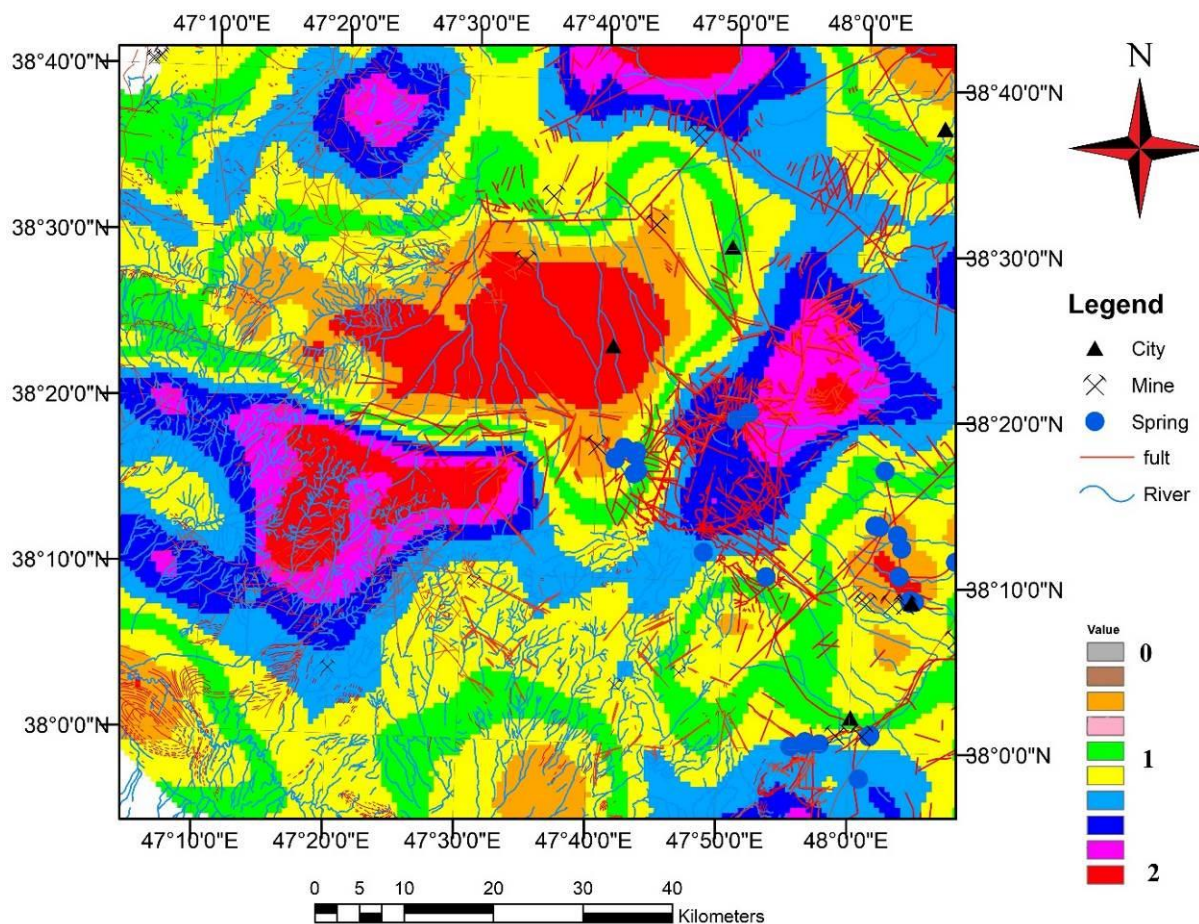
ها مشخص شد که بی هنجاری باقی مانده درجه ۳ شباهت زیادی به باقی مانده درجه ۲ دارد.



شکل ۵-۱۱. نقشه حاصل از پردازش داده های گرانی سنجی باقی مانده درجه دو

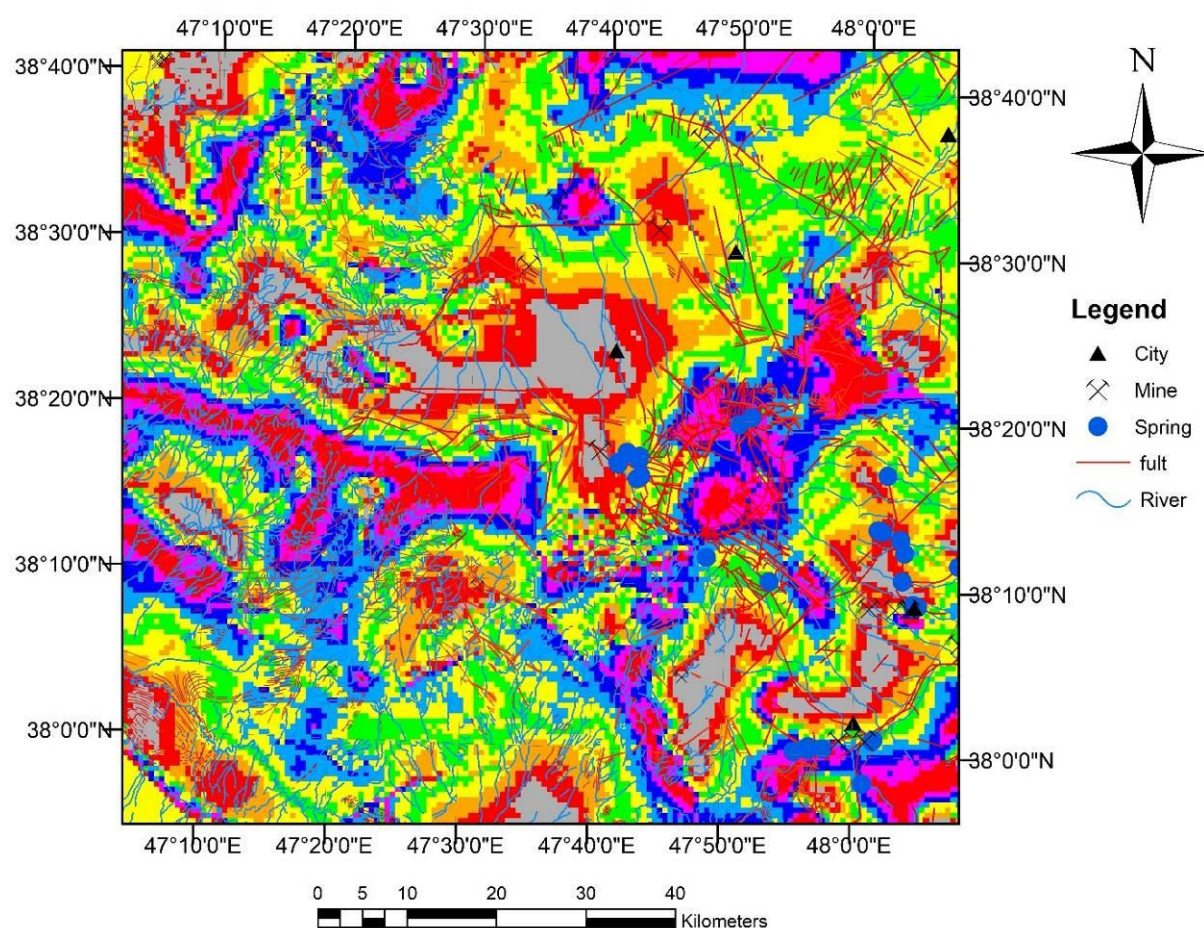
همانطور که در شکل (۵-۱۲) مشاهده می شود، نقشه گرانی سنجی زمینی باقی مانده درجه دو به همراه گسل های زمین شناسی، چشمه های آبگرم و معادن فعال در منطقه مورد مشاهده می شود که کلاسه بندی شده است. این نقشه به سه روند تقسیم شده است که بیشترین تاثیر و کلاسه بندی شده در محدوده مورد نظر از نظر هدف (اکتشاف ذخائر ژئوترمال) مناطقی که دارای کمترین مقدار بی هنجاری هستند، منطقه مشکین شهر تا اطراف کالدرای سبلان در این محیط قرار گرفته است. منطقه مشکین شهر به لحاظ مورفولوژیکی در منطقه ای پست نسبت به اطراف خود (سبلان) قرار گرفته است. به همین جهت

جریان سیال گدازه‌ای از سبلان و تاثیر شدت دگرسانی‌ها بر سبلان و گسل‌های فعال و اصلی فراوان در منطقه مشکین شهر تاثیرگذار بوده است.



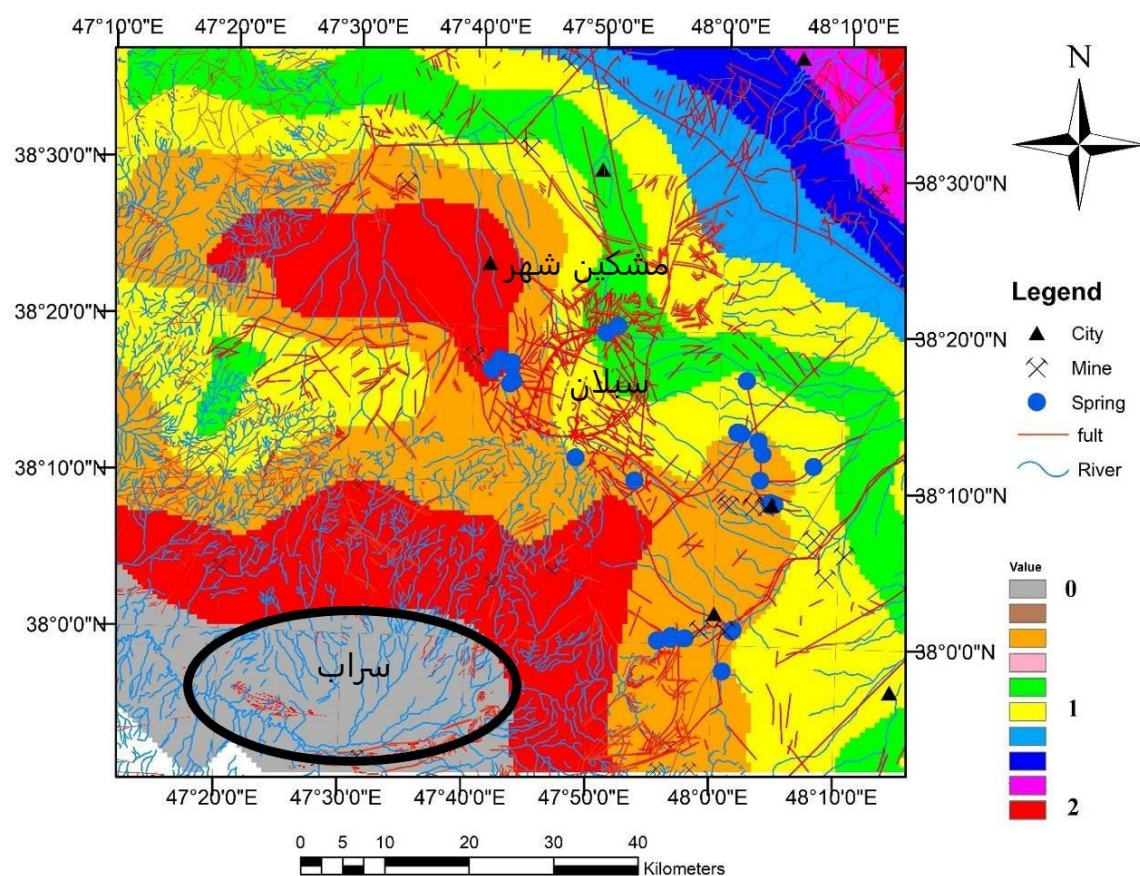
شکل ۵-۱۲. نقشه حاصل از پردازش داده‌های گرانی‌سنجی باقی‌مانده درجه سه

همانطور که در شکل (۵-۱۳) مشاهده می‌شود، نقشه گرانی‌سنجی زمینی باقی‌مانده درجه سه به همراه گسل‌های زمین‌شناسی، چشمه‌های آبگرم و معادن فعال در منطقه مورد مشاهده می‌شود که کلاسه‌بندی شده است که با شکل (۵-۱۲) گرانی‌سنجی زمینی باقی‌مانده درجه دو تغییر زیادی نداشته است.



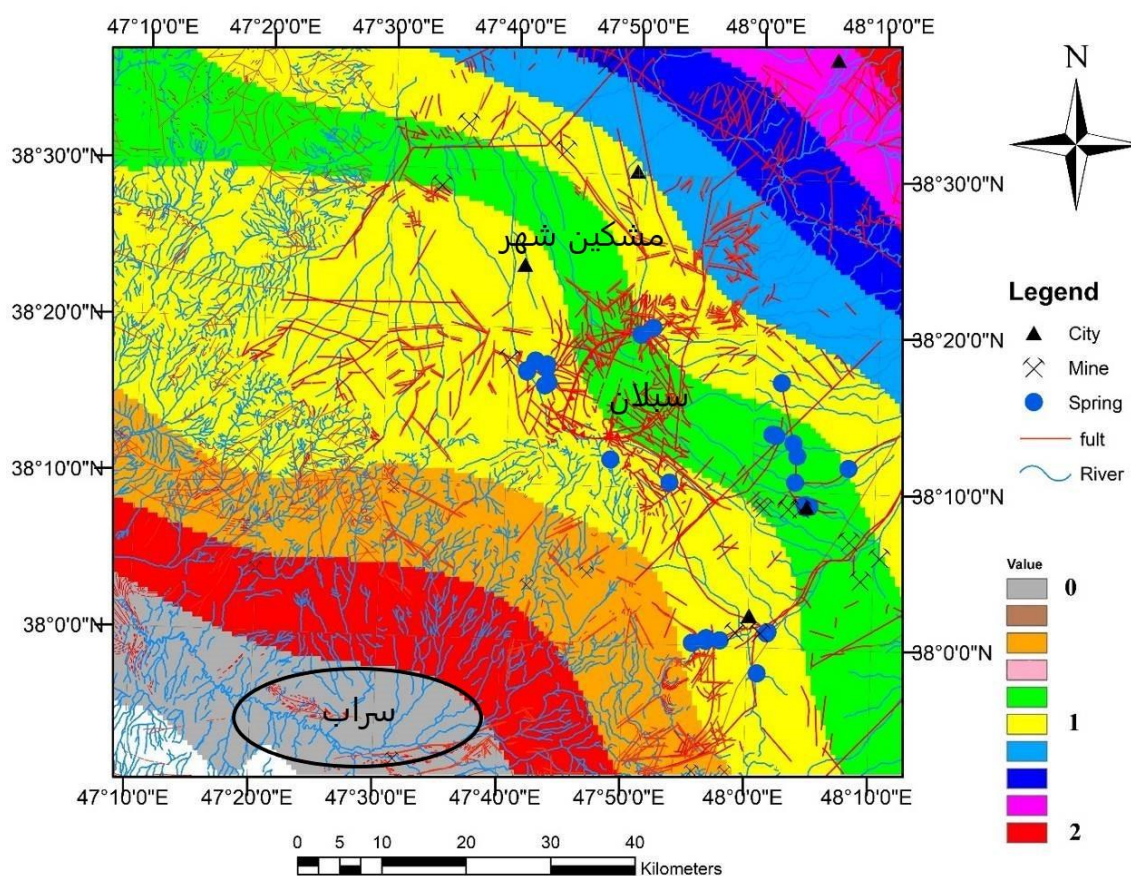
شکل ۵-۱۳. نقشه حاصل از پردازش داده‌های گرانی‌سنجی به روش زاویه تیلت

همان‌طور که در شکل (۵-۱۴) ملاحظه می‌شود، گسل‌های زمین‌شناسی به همراه گسل‌های پنهان حاصل از پردازش داده‌های گرانی‌سنجی کاملاً مطابقت دارند. همان‌طور که ملاحظه می‌شود تاثیر گسل‌های زمین‌شناسی و کنتاکت‌های بزرگ مقیاس بر جهت جریان سیال و موقعیت چشمه‌های آبگرم بسیار مهم و حائز اهمیت است، بدین جهت، نقشه زاویه تمایل جهت بدست آوردن نقشه مطلوب ساختاری و شناسایی خطواره‌های منطقه مورد مطالعه انجام گرفته است. تجمع گسل‌های منطقه مورد مطالعه در منطقه مشکین شهر تا سبلان قابل مشاهده است.



شکل ۵-۱۴. نقشه حاصل از پردازش داده‌های گرانی‌سنجی به روش ادامه فراسو به ارتفاع ۱۰۰۰ متری

همان‌طور که در شکل (۵-۱۵) دیده می‌شود بیشترین مقدار بی‌هنجاری بوگه در مشکین‌شهر و شمال سراب قرار دارد و کمترین مقدار کلاسه‌بندی آن در شمال سراب قرار دارد. که به همین صورت ادامه فراسو به ارتفاع ۷۰۰۰ متری نیز تهیه شده است (شکل ۵-۱۶). همان‌طور که ملاحظه می‌شود نقشه گرانی‌سنجی به روش ادامه فراسو به ارتفاع ۱۰۰۰ متری از سطح زمین به سه کلاسه تقسیم شده است که منطقه شمال سراب تا سبلان از مناطقی می‌باشند که با توجه به روند گسل‌های زمین‌شناسی و تمرکز چشمه‌های آبگرم، بی‌هنجاری‌های ژئوترمالی را از خود نشان می‌دهند. این مناطق از لحاظ کلاسه‌بندی مساعد نشان داده شده است.



شکل ۵-۱۵. نقشه حاصل از پردازش داده‌های گرانی‌سنجی به روش ادامه فراسو به ارتفاع ۷۰۰۰ متری

همانطور که در شکل (۵-۱۶) مشاهده می‌شود نقشه گرانی‌سنجی زمینی به ادامه فراسو به ارتفاع ۷۰۰۰ متری از سطح زمین به همراه گسل‌های زمین‌شناسی، چشمه‌های آبگرم و معادن فعال در منطقه مورد مطالعه آورده شده است. منطقه سراب همانطور که در هر دو روش ادامه فراسو آورده شده است از لحاظ کلاسه بندی مساعد شناخته شده است. مناطق مشکین‌شهر و شمال سراب از اهمیت ویژه‌ای برخوردار هستند.

فصل ششم

نتیجه‌گیری و پیشنهادات

۶-۱. نتیجه گیری

در محدوده مورد مطالعه سبلان - سراب وجود تعداد زیاد چشمه‌های آبگرم، گسل‌های فراوان اصلی و فعال، وجود دگرسانی‌های شدید، وجود توده‌های نفوذی فراوان، سنگ میزبان آذرین، وجود کالدرای آتشفشانی سبلان، وجود گنبد‌های تراکیتی و تراکی آندزیتی فراوان در اطراف آن‌ها، احتمال وجود فعالیت‌های ژئوترمالی در منطقه را نشان می‌دهد.

به‌منظور صحت‌سنجی نتایج منطقه مورد مطالعه، موقعیت چشمه‌های آبگرم نسبت به بخش‌های پتانسیل‌دار احتمالی مورد بررسی قرار گرفت. چشمه‌های آبگرم متعددی به همراه دگرسانی‌های فراوان، گسل‌های فعال و اصلی زیادی در محدوده به عنوان مهم‌ترین فعالیت‌های ژئوترمال مطابقت بسیار خوبی را با بخش‌های شناخته شده به عنوان قسمت‌های بی‌هنگار ژئوترمال دارند.

اغلب حضور گسل‌های موجود در منطقه نشان‌دهنده جریان آبگرم و انتقال آن از سایر نواحی به بخش‌های دیگر است. گسل‌های بزرگ و اصلی زیادی در منطقه مشاهده می‌شوند. با توجه به قرارگیری چشمه‌های آبگرم منطقه جنوب سراب که روی این گسل‌ها می‌توان جریان آبگرم خروجی از این چشمه‌ها را به منابع احتمالی موجود در قسمت‌های منطبق بر خط گسلش رشته کوه بزقوش نسبت داد.

با توجه به موقعیت گسل‌های اصلی و فعال در محدوده، موقعیت چشمه‌های آبگرم اغلب در اطراف منطبق بر خط گسلش می‌باشد مانند چشمه‌های منطبق بر رشته کوه بزقوش شکل (۵-۳) که می‌توانند نقش مهمی در انتقال جریان آبگرم از بخش‌های شمال غربی ایفا کنند.

نتایج مطالعات مغناطیس هوابرد محدوده سبلان تا سراب وجود توده‌های مغناطیسی را در شمال غرب و شمال سبلان و جنوب سراب نشان می‌دهد و این در حالی است که در نقشه زمین‌شناسی موجود منطقه، به وجود چنین توده‌هایی اشاره شده است که حاکی از وجود گرانیتهای جوان و دیوریت‌های محدوده می‌باشند که فقط در یک بخش، جنوب غربی مشکین‌شهر است که در نقشه زمین‌شناسی

محدوده، توده‌های گرانیتوئیدی در نقشه یکباره قطع می‌شوند در حالی که نقشه‌های حاصل از پردازش -
های مغناطیسی این توده را به نوعی نشان می‌دهند. در این پژوهش با استفاده از داده‌های مغناطیس -
سنجی هوابرد، گرانی‌سنجی زمینی و داده‌های سنجش ازدور، مناطق بی‌هنجار ژئوترمال شناسایی شد.
همچنین با استفاده از برخی پردازش‌های ژئوفیزیکی می‌توان گسل‌ها و کنتاکت‌های بزرگ و عمیق را که
با پردازش‌های سنجش ازدور قابل رؤیت نیستند مشاهده نمود.

با توجه به نتایج حاصل از مطالعات انجام شده در این پژوهش، منطقه مورد مطالعه به لحاظ منطقه
مستعد انرژی زمین‌گرمایی، منطقه‌ای فعال است. به طریق مشابه می‌توان به فعال بودن منطقه نیز پی‌برد.
علائم سطحی از قبیل چشمه‌های آبگرم، سینترهای تراورتنی، توف‌ها، دگرسانی‌ها و... در مناطق سبلان و
سراب، مؤید این موضوع می‌باشند.

۶-۲. پیشنهادها

- برای تهیه مدل سیستم زمین گرمایی منطقه مورد مطالعه، مطالعات ژئوفیزیکی به ویژه مطالعات مگنتوتلوریک و مطالعات ژئوشیمیایی انجام گیرد. اطلاعات ژئوشیمیایی می تواند کمک شایانی به طور همزمان با داده های ژئوفیزیکی و سنجش از دور در اکتشاف منابع و پتانسیل یابی انرژی زمین گرمایی انجام دهد.

- برای بررسی میزان تخلخل و دگرسانی های زیر سطحی، در بخش های پتانسیل دار شناخته شده، کارهای اکتشافی تفصیلی صورت گیرد تا به معرفی چاه های حفاری پرداخته شود.

منابع و مآخذ

منابع فارسی

- آقاجانی، ح.، محمدی، ح و بابایی، ب (۱۳۹۰). شناسایی پتانسیل‌های معدنی منطقه رزوه شاهرود با استفاده از داده‌های سنجش‌ازدور. بیست و پنجمین گردهمائی علوم زمین.
- امینی، ج (۱۳۸۵). پردازش کامپیوتری تصاویر سنجش‌ازدور تهران. انتشارات دانشگاه تهران.
- رسولی، ع (۱۳۸۷). مبانی سنجش‌ازدور کاربردی با تاکید بر پردازش تصاویر ماهواره‌ای. تبریز: انتشارات دانشگاه.
- رضایی م، (۱۳۹۰)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد "کاربرد فناوری داده‌های ماهواره‌ای در اکتشاف مناطق انرژی زمین‌گرمایی در بخش مرکزی ایران (محلات) و اعتبارسنجی نتایج با استفاده از داده‌های مغناطیس هوایی و ژئوشیمیایی"، دانشکده مهندسی معدن، نفت و ژئوفیزیک، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- سازمان انرژی‌های نو، نشریه‌ی پیام سانا. (۱۳۹۰). سال پنجم، (۲۵): ۱۲ ص.
- سانا، (۱۳۸۶). نشریه پیام سانا، ۱(۱)، ص ۱-۱۱
- علوی‌پناه، س. ک. (۱۳۸۳). کاربرد سنجش حرارتی از دور در مطالعات محیط‌زیست، مجله محیط‌شناسی، (۳۴): ۲۹ - ۳۸.
- علوی‌پناه، س. ک. (۱۳۸۵). کاربرد سنجش از دور در علوم زمین (علوم خاک). مؤسسه انتشارات دانشگاه تهران.
- نظری‌پور، ح؛ فتوحی، ص. و پودینه، م. ر. (۱۳۸۹). ضرورت تجدیدنظر در منابع انرژی و جایگزینی انرژی‌های نو (انرژی زمین‌گرمایی)، چهارمین کنگره‌ی بین‌المللی جغرافیدانان جهان اسلام، زاهدان، دانشگاه سیستان و بلوچستان.

نورعلیئی، ج. و لاری، ح.ر. (۱۳۸۱). اکتشاف اولیه‌ی انرژی زمین‌گرمایی در استان خراسان، هفدهمین کنفرانس بین‌المللی برق، تهران، شرکت توانیر، پژوهشگاه نیرو.

کریم پور، م.ح، ملک زاده الف و حیدریان. م.ر.، (۱۳۸۷)، اکتشافات ذخایر معدنی مدل‌های زمین‌شناسی، ژئوشیمی، ماهواره‌ای و ژئوفیزیکی، چاپ دوم، انتشارات دانشگاه فردوسی مشهد، ۴۵۳ صفحه.

گوپتا، ه.، روی، س.، (۱۳۹۱). انرژی زمین‌گرمایی: منبع جایگزین انرژی در قرن بیست و یکم. ترجمه س. پرخیال و ع. کوثری، تهران، انتشارات ثانی.

یوسفی، س.، ضیایی، م.، کامکار روحانی، ا. (۱۳۸۷). تفسیر داده‌های ETM^+ منطقه دهسلم به‌منظور شناسایی دگرسانی‌های مس پورفیری، تهران. دومین کنفرانس مهندسی معدن ایران.

Refrenced

- Alavi, M. 2007, Regional stratigraphy of the Zagros fold-thrust belt of Iran and its proforeland evolution. *American Journal of Science* 304: 1-20.
- Arkani-Hamed, J. and Hinze, W.J., 1990. Limitations of the long-wavelength components of the North American magnetic anomaly map. *Geophysics*, 55(12), pp.1577-1588.
- Barsi, J.A., Schott, J.R., Palluconi, F.D. and Hook, S.J., 2005, July. Validation of a web-based atmospheric correction tool for single thermal band instruments. In *Proc. SPIE* (Vol. 5882, pp. 136-142).
- Bektaş, Ö., Ravat, D., Büyüksaraç, A., Bilim, F. and Ateş, A., 2007. Regional geothermal characterisation of East Anatolia from aeromagnetic, heat flow and gravity data. *Pure and Applied Geophysics*, 164(5), pp.975-998.
- Bowen, R., 1989. *Geothermal resources*. Springer Science & Business Media.
- Calvin, W.M., Littlefield, E.F. and Kratt, C., 2015. Remote sensing of geothermal-related minerals for resource exploration in Nevada. *Geothermics*, 53, pp.517-526.
- Carlson, T.N. and Ripley, D.A., 1997. On the relation between NDVI, fractional vegetation cover, and leaf area index. *Remote sensing of Environment*, 62(3), pp.241-252.
- Chander, G., Markham, B.L. and Helder, D.L., 2009. Summary of current radiometric calibration coefficients for Landsat MSS, TM, ETM+, and EO-1 ALI sensors. *Remote sensing of environment*, 113(5), pp.893-903.
- Chander, G., Markham, B.L. and Helder, D.L., 2009. Summary of current radiometric calibration coefficients for Landsat MSS, TM, ETM+, and EO-1 ALI sensors. *Remote sensing of environment*, 113(5), pp.893-903.
- Clark, D.A., 1999. Magnetic petrology of igneous intrusions: implications for exploration and magnetic interpretation. *Exploration Geophysics*, 30(2), pp.5-26.
- Coolbaugh, M.F., Kratt, C., Fallacaro, A., Calvin, W.M. and Taranik, J.V., 2007. Detection of geothermal anomalies using advanced spaceborne thermal emission and

reflection radiometer (ASTER) thermal infrared images at Bradys Hot Springs, Nevada, USA. *Remote Sensing of Environment*, 106(3), pp.350-359.

Cooper, G.R.J. and Cowan, D.R., 2004. Filtering using variable order vertical derivatives. *Computers & Geosciences*, 30(5), pp.455-459.

Crosta, A.P. and Rabelo, A., 1993. Assessing Landsat/TM for hydrothermal alteration mapping in Central-Western Brazil. In *PROCEEDINGS OF THE THEMATIC CONFERENCE ON GEOLOGIC REMOTE SENSING* (Vol. 1, pp. 1053-1053). ENVIRONMENTAL RESEARCH INSTITUTE OF MICHIGAN.

D. Mabey, R. Hoover, E. Donnell, and C. Wilson Exploration, Italian National Research Council, International Institute for Geothermal Research, Pisa, Italy, 1999.

Dash, P., Göttsche, F.M., Olesen, F.S. and Fischer, H., 2002. Land surface temperature and emissivity estimation from passive sensor data: theory and practice-current trends. *International Journal of remote sensing*, 23(13), pp.2563-2594.

Fanaee Kheirabad, G.A. and Oskooi, B., 2011. Magnetotelluric interpretation of the Sabalan geothermal field in the northwest of Iran. *J Earth Space Phys*, 37(3), pp.1-11.

Faulds, J.E., Hinz, N.H., Coolbaugh, M.F., Cashman, P.H., Kratt, C., Dering, G., Edwards, J., Mayhew, B. and McLachlan, H., 2011. Assessment of favorable structural settings of geothermal systems in the Great Basin, western USA. *Geothermal Resources Council Transactions*, 35, pp.777-783.

Francis, P.W. and Rothery, D.A., 1987. Using the Landsat Thematic Mapper to detect and monitor active volcanoes: An example from Lascar volcano, northern Chile. *Geology*, 15(7), pp.614-617.

Fridleifsson, I.B., Bertani, R., Huenges, E., Lund, J.W., Ragnarsson, A. and Rybach, L., 2008, January. The possible role and contribution of geothermal energy to the mitigation of climate change. In *IPCC scoping meeting on renewable energy sources, proceedings*, Luebeck, Germany (Vol. 20, No. 25, pp. 59-80). Citeseer.

Friedl, M.A., 2002. Forward and inverse modeling of land surface energy balance using surface temperature measurements. *Remote sensing of environment*, 79(2), pp.344-354.

Gabriel, D. (2007). Mapping Petrological Patterns in the Regoufe Granite by Integrating geochemical, VNIR - SWIR and Gamma - Ray spectrometry Data. Remote sensing for the Earth Sciences, vol. 3, pp. 3-58.

Gailler, L.S., Bouchot, V., Martelet, G., Thinon, I., Coppo, N., Baltassat, J.M. and Bourgeois, B., 2014. Contribution of multi-method geophysics to the understanding of a high-temperature geothermal province: The Bouillante area (Guadeloupe, Lesser Antilles). Journal of Volcanology and Geothermal Research, 275, pp.34-50.

Ganiyu, S.A., Badmus, B.S., Awoyemi, M.O., Akinyemi, O.D. and Olurin, O.T., 2012. Upward continuation and reduction to pole process on aeromagnetic data of Ibadan Area, South-Western Nigeria. Earth Science Research, 2(1), p.66.

Georgsson, L.S., Haraldsson, I.G., Ómarsdóttir, M. and Ísberg, T., 2015. The UNU Geothermal Training Programme: Training activities offered on-site in developing countries. In Proceedings of the Word Geothermal Congress 2015.

Ghalehnoee, M.H. and Arousmaheleh, F.G., 2012. Magnetotelluric soundings in the Sabalan Geothermal Area, Iran. Indian Journal of Geosciences, 66(1), pp.39-48.

Glassley, W.E., 2014. Geothermal energy: renewable energy and the environment. CRC Press.

Gottsmann, J., Camacho, A.G., Martí, J., Wooller, L., Fernández, J., Garcia, A. and Rymer, H., 2008. Shallow structure beneath the Central Volcanic Complex of Tenerife from new gravity data: implications for its evolution and recent reactivation. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 168(3), pp.212-230.

Guglielmetti, L., Comina, C., Abdelfettah, Y., Schill, E. and Mandrone, G., 2013. Integration of 3D geological modeling and gravity surveys for geothermal prospection in an Alpine region. Tectonophysics, 608, pp.1025-1036.

Guglielmetti, L., Comina, C., Abdelfettah, Y., Schill, E. and Mandrone, G., 2013. Integration of 3D geological modeling and gravity surveys for geothermal prospection in an Alpine region. Tectonophysics, 608, pp.1025-1036.

Gunn, P.J., Minty, B.R.S. and Milligan, P.R., 1997. The airborne gamma-ray spectrometric response over arid Australian terranes. In Exploration (Vol. 97, pp. 733-740).

Haselwimmer, C. and Prakash, A., 2013. Thermal infrared remote sensing of geothermal systems. In *Thermal Infrared Remote Sensing* (pp. 453-473). Springer Netherlands.

Haselwimmer, C. and Prakash, A., 2013. Thermal infrared remote sensing of geothermal systems. In *Thermal Infrared Remote Sensing* (pp. 453-473). Springer Netherlands.

Haselwimmer, C.E., Prakash, A. and Holdmann, G., 2011, October. Geothermal exploration at Pilgrim Hot Springs, Alaska using airborne thermal infrared remote sensing. In *Geothermal Resource Council Annual Meeting*.

Heasler, H.P., Jaworowski, C. and Foley, D., (2009), Geothermal systems and monitoring hydrothermal features. *Geological Monitoring*, pp.105-140. R. Young and L. Norby. Boulder, Colorado, Geological Society of America.

Heasler, H.P., Jaworowski, C. and Foley, D., 2009. Geothermal systems and monitoring hydrothermal features. *Geological Monitoring*, pp.105-140.

Hojat, A., Fox Maule, C. and Hemant Singh, K., 2015. Reconnaissance exploration of potential geothermal sites in Kerman province, using Curie depth calculations. *The journal of the earth and space physics* 41(4), pp.95-104.

Hsu, S.K., Coppers, D. and Shyu, C.T., 1995. Depth to magnetic source using the generalized analytic signal. *Geophysics*, 63(6), pp.1947-1957.

Hu, S., He, L. and Wang, J., 2000. Heat flow in the continental area of China: a new data set. *Earth and Planetary Science Letters*, 179(2), pp.407-419.

Hunt, T.M., 1989. Geophysical exploration of the Broadlands (Ohaaki) geothermal field. In *Proceedings of the 11th New Zealand Geothermal Workshop*, Auckland, New Zealand.

Jiang, G.M., Zhou, W. and Liu, R., 2013. Development of split-window algorithm for land surface temperature estimation from the VIRR/FY-3A measurements. *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters*, 10(4), pp.952-956.

Kaftan, I., Salk, M. and Senol, Y., 2011. Evaluation of gravity data by using artificial neural networks case study: Seferihisar geothermal area (Western Turkey). *Journal of Applied Geophysics*, 75(4), pp.711-718.

Kienholz, C., Prakash, A. and Kolker, A., 2009, December. Geothermal exploration in Akutan, Alaska, using multitemporal thermal infrared images. In AGU Fall Meeting Abstracts.

KML, 1998, Sabalan geothermal project, stage 1- surface exploration, final exploration report, report number, 2505- RPT-GE-003, Renewable Energy Organization of Iran and Kingston Morrison Limited Co., 83 P.

Kratt, C., Calvin, W. and Coolbaugh, M.F., 2005. Hyperspectral mineral mapping for geothermal exploration on the Pyramid Lake Paiute Reservation, Nevada. Geothermal Resources Council Transactions, 27.

Kratt, C., Coolbaugh, M., Peppin, B. and Sladek, C., 2009. Identification of a new blind geothermal system with hyperspectral remote sensing and shallow temperature measurements at Columbus Salt Marsh, Esmeralda County, Nevada. Geothermal Resources Council Transactions, 33, pp.481-485.

Kratt, C., Sladek, C. and Coolbaugh, M., 2010. Boom and bust with the latest 2 m temperature surveys: Dead Horse Wells, Hawthorne Army Depot, Terraced Hills and other areas in Nevada. Geotherm Resour Counc Trans, 34, pp.567-574.

Kuchta, M.E., 1990. Improved mine planning using geostatistics and fractal geometry for geologic modeling (Doctoral dissertation, Luleå tekniska universitet).

Kujjo, C.P., 2010. Application of remote sensing for gold exploration in the Nuba Mountains, Sudan (Doctoral dissertation, Bowling Green State University).

Lee, K., 1978. Analysis of thermal infrared imagery of the Black Rock Desert geothermal area. Q. Colo. Sch. Mines; (United States), 73(3).

Liang, S., 2001. Narrowband to broadband conversions of land surface albedo I: Algorithms. Remote sensing of environment, 76(2), pp.213-238.

Littlefield, E.F. and Calvin, W.M., 2014. Geothermal exploration using imaging spectrometer data over Fish Lake Valley, Nevada. Remote sensing of environment, 140, pp.509-518.

Liu, J.K., Yu, M.F. and Ueng, S.J., 2003. A structure-controlled model for hot spring exploration in Taiwan by remote sensing. *Geosciences Journal*, 7(4), pp.323-325.

LU, S.L., SHEN, X.H., ZOU, L.J., ZHANG, G.F., WU, W.Y., LI, C.J. and MAO, Y.J., 2008. Remote Sensing Image Enhancement Method of the Fault Thermal Information Based on Scale Analysis: A Case Study of Jiangshan-Shaoxing Fault Between Jinhua and Quzhou of Zhejiang Province, China. *Chinese Journal of Geophysics*, 51(5), pp.1048-1058.

Manzella, A., 1999. Geophysical methods in geothermal exploration. Unpublished Lecture notes of International Institute for Geothermal Research, Pisa, Italy.

Miller, H. G. and Singh, V., 1994, Potential field tilt -a new concept for location of potential field sources, *Journal of Applied Geophysics*, 32, 213-217.

Mnjokava, T.T., 2013. Geothermal exploration in Tanzania-Status report.

Moghaddam, M.M., Mirzaei, S., Nouraliee, J. and Porkhial, S., 2016. Integrated magnetic and gravity surveys for geothermal exploration in Central Iran. *Arabian Journal of Geosciences*, 9(7), pp.1-12.

Monteith, J.L. and Mount, L.E. eds., 2013. Heat loss from animals and man: assessment and control. Elsevier.

Mulwa, J., Fairhead, D., Barongo, J. and Mariita, N., 2009. Heat source mapping and evaluation of geothermal resource potential in Lake Bogoria basin, Kenya. In *SEG Technical Program Expanded Abstracts 2009* (pp. 1294-1299). Society of Exploration Geophysicists.

Murphy, P. and Gwynn, J.W., 1979. Geothermal investigation of the Warm Springs Fault Geothermal System, Salt Lake County, Utah. Report of Investigation No. 140 (No.

DOE/ET/28393-17). Utah Geological and Mineral Survey, Salt Lake City (USA).

Nabighian, M.N., 1984. Toward a three-dimensional automatic interpretation of potential field data via generalized Hilbert transforms: Fundamental relations. *Geophysics*, 49(6), pp.780-786.

Neawsuparp, K., Charusiri, P. and Meyers, J., 2005. New processing of airborne magnetic and electromagnetic data and interpretation for subsurface structures in the Loei area, Northeastern Thailand. *Science Asia*, 31, pp.283-298.

Neawsuparp, K., Charusiri, P. and Meyers, J., 2005. New processing of airborne magnetic and electromagnetic data and interpretation for subsurface structures in the Loei area, Northeastern Thailand. *Science Asia*, 31, pp.283-298.

Noorollahi, Y., Itoi, R., Fujii, H. and Tanaka, T., 2007. GIS model for geothermal resource exploration in Akita and Iwate prefectures, northern Japan. *Computers & Geosciences*, 33(8), pp.1008-1021.

Norini, G., Groppelli, G., Sulpizio, R., Carrasco-Núñez, G., Dávila-Harris, P., Pellicioli, C., Zucca, F. and De Franco, R., 2015. Structural analysis and thermal remote sensing of the Los Humeros Volcanic Complex: Implications for volcano structure and geothermal exploration. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 301, pp.221-237.

Norini, G., Groppelli, G., Sulpizio, R., Carrasco-Núñez, G., Dávila-Harris, P., Pellicioli, C., Zucca, F. and De Franco, R., 2015. Structural analysis and thermal remote sensing of the Los Humeros Volcanic Complex: Implications for volcano structure and geothermal exploration. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 301, pp.221-237.

Nouraliee, J., Porkhial, S., Mohammadzadeh-Moghaddam, M., Mirzaei, S., Ebrahimi, D. and Rahmani, M.R., 2015. Investigation of density contrasts and geologic structures of hot springs in the Markazi Province of Iran using the gravity method. *Russian Geology and Geophysics*, 56(12), pp.1791-1800.

Oskooi, B., Mohammadi, B. and Mirzaei, M., 2014, A Study on the Geothermal Reservoirs in Mahallat Area, Markazi Province by 1D and 2D Inversion of the Magnetotelluric Data, *Iran Geophysics Magazine*, 8 (2), 10-25.

Otieno, A.B., Antony, O., Ambusso, W.J. and Gitonga, G.J., 2011, Geophysical Structure of Homa Hills Geothermal Field Based on Gravity and Magnetic Survey, Kenya Geothermal Conference.

Ou, X.; Jin, Z.; Wang, L.; Xu, H. & Jin, S. 2004. Thermal conductivity and its anisotropy of rocks from the depth of 100–2000 m mainhole of Chinese Continental

Scientific Drilling: revelations to the study on thermal structure of subduction zone. *Acta Petrologica Sinica*, 20 (1): 109–118 (in Chinese with English abstract).

Palmason, G., 1975, Geophysical methods in geothermal exploration, In: *Proceedings of the 2nd U.N. Symposium on the Development and Use of Geothermal Resources*, 2, U.S. Government Printing Office, Washington, DC, 1175–1184.

Peacock, J.R., Thiel, S., Heinson, G.S. and Reid, P., 2013. Time-lapse magnetotelluric monitoring of an enhanced geothermal system. *Geophysics*.

Pour, A.B. and Hashim, M., 2012. The application of ASTER remote sensing data to porphyry copper and epithermal gold deposits. *Ore Geology Reviews*, 44, pp.1-9.

Qin, J., Yang, K., Lu, N., Chen, Y., Zhao, L. and Han, M., 2013, Spatial upscaling of in-situ soil moisture measurements based on MODIS-derived apparent thermal inertia, *Remote Sensing of Environment*, 138, 1-9.

Qin, Q., Zhang, N., Nan, P. and Chai, L., 2011, Geothermal area detection using Landsat ETM+ thermal infrared data and its mechanistic analysis- A case study in Tengchong, China, *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 13(4), 552-559.

Qin, Q., Zhang, N., Nan, P. and Chai, L., 2011. Geothermal area detection using Landsat ETM+ thermal infrared data and its mechanistic analysis—A case study in Tengchong, China. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 13(4), pp.552-559.

Represas, P., Santos, F.M., Ribeiro, J., Ribeiro, J.A., Almeida, E.P., Gonçalves, R., Moreira, M. and Mendes-Victor, L.A., (2013), Interpretation of gravity data to delineate structural features connected to low-temperature geothermal resources at Northeastern Portugal. *Journal of Applied Geophysics*, 92, pp.30-38.

Rouse, J. W.; Haas, R. H.; Schell, J. & Deering, D.W. 1973. "Monitoring Vegetation Systems in the Great plains with ERTS." *Third ERTS Symposium*, NASA SP-351, pp. 309-317.

Roy, S. and Gupta, H., 2007. Geothermal Energy: An Alternative Resource for the 21 st Century.

Rudnick, R.L.; McDonough, W.F. & O'Connell, R.J. 1998. Thermal structure, thickness and composition of continental lithosphere. *Chemical Geology*, 145 (3–4): 395–411.

Rybach, L. and Muffler, L.J.P., 1981. Geothermal systems: principles and case histories. Chichester, Sussex, England and New York, Wiley-Interscience, 1981. 371 p.

Sabol, D.E., Gillespie, A.R., McDonald, E. and Danillina, I., 2006, July. Differential thermal inertia of geological surfaces. In 2nd Annual International Symposium of Recent Advances in Quantitative Remote Sensing, Univ. of Valencia, Torrent, Spain (pp. 25-29).

Saibi, H., Nishijima, J., Hirano, T., Fujimitsu, Y. and Ehara, S., 2008, Relation Between Structure and Low-Temperature Geothermal System in Fukuoka City, Southwestern Japan, *Earth Planets Space*, 60, 821-826.

Salem, A. and Ravat, D., 2003, A combined analytic signal and Euler method (AN-EUL) for automatic interpretation of magnetic data, *Geophysics*, 68 (6), 1952-1961.

Salem, A., Furuya, S., Aboud, E., Elawadi, E., Jotaki, H. and Ushijima, K., (2005). Subsurface structural mapping using gravity data of Hohi geothermal area, Central Kyushu, Japan. In *Proceedings World Geothermal Congress*, Antalya, Turkey.

Schmugge, T., Hook, S.J. and Coll, C., (1998). Recovering surface temperature and emissivity from thermal infrared multispectral data. *Remote Sensing of Environment*, 65(2), pp.121-131.

Schmugge, T., Hook, S.J. and Coll, C., 1998. Recovering surface temperature and emissivity from thermal infrared multispectral data. *Remote Sensing of Environment*, 65(2), pp.121-131.

Schulte, T., Zimmermann, G., Vuataz, F., Portier, S., Tischner, T., Junker, R., Jatho, R. and Huenges, E., 2010. Enhancing geothermal reservoirs. *Geothermal Energy Systems: Exploration, Development, and Utilization*, pp.173-243.

Scott, G.L., 2004. Major active faults determine the location of the Tongonan geothermal field: Evidence provided by rock alteration and stable isotope geochemistry. *Island Arc*, 13(2), pp.370-386.

Shoham, Y., (1978), Magnetotelluric geophysical exploration method – review. *AAPG Bull.-Am. Assoc. Petrol. Geol.* 62 (11), 2362.

Shoham, Y., 1978, January. MAGNETOTELLURIC GEOPHYSICAL EXPLORATION METHOD-REVIEW. In *AAPG BULLETIN-AMERICAN ASSOCIATION OF PETROLEUM GEOLOGISTS* (Vol. 62, No. 11, pp. 2362-2362). 1444 S BOULDER AVE, PO BOX 979, TULSA, OK 74101: AMER ASSOC PETROLEUM GEOLOGIST.

Siahaan, M.N.; Soebandrio, A. & Wikantika, K. 2011. Geothermal potential exploration using remote sensing technique (case study: Patuha area, west Java), *Proceeding of 10th annual Asian conference and exhibition on “Geospatial Information Technology and Application”*, Jakarta, Indonesia, Asia Geospatial Forum.

Silver, E., MacKnight, R., Male, E., Pickles, W., Cocks, P. and Waibel, A., 2011. LiDAR and hyperspectral analysis of mineral alteration and faulting on the west side of the Humboldt Range, Nevada. *Geosphere*, 7(6), pp.1357-1368.

Skalbeck, J.D., Karlin, R.E., Shevenell, L. and Widmer, M.C., 2005. Gravity and aeromagnetic modeling of alluvial basins in the southern Truckee Meadows adjacent to the Steamboat Hills geothermal area, Washoe County, Nevada. *Geophysics*, 70(3), pp.B1-B9.

SKM (Sinclair Knight Merz), 2003, Northwest Sabalan geothermal project, MT survey reanalysis. Report submitted to SUNA. (12 P).

SKM (Sinclair Knight Merz), 2005, Resource review of the Northwest Sabalan geothermal project. Report submitted to SUNA. (61 P).

Smith, J.T. and Booker, J.R., 1991, Rapid relaxation inversion of two- and three dimensional magnetotelluric data, *J Geophys Res*, 96, 3905- 3922. Submarine Fracture Zone, *Geophysics J. Res*, 64.

Sobrino, J. A.; Jimé'nez-Mun~oz, J. C. & Paolini, L. 2004. Land surface temperature retrieval from.

Soe, M., Won-In, K., Takashima, I., Charusiri, P., (2008), Lateritic soil mapping of the Phrae basin, northern Thailand using satellite data. *ScienceAsia.*, 34, 307-316.

Sumintadireja, P.; Saepuloh, A.; Irawan, D. & Junursyah, L. 2011. Temporal analysis of visible-thermal infrared band and magnetotelluric method to simulate a geothermal sitting at MT.

Ciremal, west Java, Indonesia, Proceedings, Thirty-Sixth Workshop on Geothermal Reservoir Engineering Stanford University, Stanford, California, SGP-TR-191.

Talwani, M., Worzel, J. and Landisman, M., 1959 ,Rapid Gravity Computations for Two-Dimensional.

Taranik, J.V., Coolbaugh, M.F. and Vaughan, R.G., (2009), An overview of thermal infrared remote sensing with applications to geothermal and mineral exploration in the Great Basin, Western United States. *Reviews in Economic Geology*, 16, p.41.

Tarlowski, C., Gunn, P.J. and Mackey, T., 1997, Enhancements of the magnetic map of Australia, *AGSO Journal of Australia Geology and Geophysics*, 17 (2), 77-82.

Vaughan, R.G., Calvin, W.M. and Taranik, J.V., 2003. SEBASS hyperspectral thermal infrared data: surface emissivity measurement and mineral mapping. *Remote Sensing of Environment*, 85(1), pp.48-63.

Vincent, R.K., 1997. *Fundamentals of geological and environmental remote sensing* (Vol. 366). Upper Saddle River, NJ: Prentice Hall.

Wan, Z., 1999, MODIS land-surface temperature algorithm theoretical basis document (LST ATBD), Institute for Computational Earth System Science, Santa Barbara, 75 pp.

Watt, J.T., Glen, J.M.G., John, D.A. and Ponce, D.A., 2007, Three-Dimensional Geologic Model of the Northern Nevada Rift and the Beowawe Geothermal System, North-Central Nevada, *Geosphere*, 3 (6), 667-682.

Weidong, G. and Shufen, S., 2002. Preliminary study on the effects of soil thermal anomaly on land surface energy budget. *Acta Meteorologica Sinica*, 6, p.007.

Wisniewski, M.J., 2015, A geophysical investigation of Jersey Valley geothermal field using magnetotelluric and gravity data (Doctoral dissertation, Colorado School of Mines. Arthur Lakes Library).

Wu, W.; Zou, L.; Shen, X.; Lu, Sh.; Kong, F. & Dong, Y. 2012. Thermal infrared remote-sensing detection of thermal information associated with faults: A case study in Western Sichuan Basin, China, *Journal of Asian Earth Sciences*, 43: 110-117.

Xiong, L.; Hu, S. & Wang, J. 1994. Analysis on the thermal conductivity of rocks from SE China. *Acta Petrologica Sinica*. 10 (3): 323–329 (in Chinese with English abstract).

Yamaguchi, Y.; Hase, H. & Ogawa, K. 1992. Remote sensing for geothermal applications. *Episodes*. 15 (1): 62-67.

Yousefi, H., Noorollahi, Y., Ehara, S., Itoi, R., Yousefi, A., Fujimitsu, Y., Nishijima, J. and Sasaki, K., 2010. Developing the geothermal resources map of Iran. *Geothermics*, 39(2), pp.140-151.

Yousefi, H., Noorollahi, Y., Ehara, S., Itoi, R., Yousefi, A., Fujimitsu, Y., Nishijima, J. and Sasaki, K., 2010, Developing the geothermal resources map of Iran. *Geothermics*, 39(2), pp.140-151.

Yu, G., He, Z.X., Hu, Z.Z., Þorbergssdóttir, I.M., Strack, K.M. and Tulinius, H., 2009, Geothermal exploration using MT and gravity techniques at Szentlőrinc area in Hungary. In SEG Technical Program Expanded Abstracts 2009 (pp. 4333-4338). Society of Exploration Geophysicists.

Yuan, F. & Bauer, M. E. 2007. Comparison of impervious surface area and normalized difference vegetation index as indicators of surface urban heat island effects in Landsat imagery, *Remote Sensing of Environment*, 106: 375–38.

Zang, S.; Liu, Y. & Ning, J. 2002. Thermal structure of the lithosphere in north China, *Chinese Journal of Geophysics*, 45 (1): 56–67 (in Chinese with English abstract).

Zhang, N., Qin, Q., He, L. and Jiang, H., 2012, July. Remote sensing and GIS based geothermal exploration in southwest Tengchong, China. In *Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS)*, 2012 IEEE International (pp. 5364-5367). IEEE.

Zhang, R. 1999. Some thinking on quantitative thermal infrared remote sensing. *Remote Sensing for Land & Resources*, 1: 1–6 (in Chinese with English abstract).

Abstract

Evaluation of a geothermal system, in primary steps of exploration, is mainly based on results of geological, geophysical, geochemical and remote sensing studies. In this study, Aeromagnetic data and Satellite gravity data, were analyzed to investigate the geothermal potential in the Sabalan - Sarab area in Ardebil and East Azerbaijan province.

Thermal activity monitoring in and around active volcanic areas using Geophysics is an essential part of volcanology nowadays. In the present study, gravity data and Aeromagnetic were Ardebil and East Azerbaijan area, and then, necessary corrections and appropriate filtering and processing, were applied on the acquired data to determine surface trends. After combining the gravity and aeromagnetic data with the existing geological information, an attempt was made to find out the effective surface and deep trends on local hot springs, and hence, to determine the possible presence of geothermal reservoirs in the area. The magnetic investigations showed that a deep magnetic and gravity anomaly exists in the Meshkinshahr and East Sabalan part of the area. These magnetic and gravity anomalies were correlated with thermal anomalies. After processing the by gravity data and Aeromagnetic data, the Bouguer anomaly map of the area was obtained.

Considering the geological information of the area, the anomalous zones of the area were obtained using the trend analysis of the Bouguer anomaly map. The gradient filters derived in vertical and horizontal modes were also applied to the gravity data and processes Aeromagnetic. After removal of the noise from observed magnetic data, processing steps were considered, including IGRF subtraction for the proper years, reduction to pole, and upward continuation. The magnetic data was finally interpreted to locate the hidden intrusive bodies and faults. The presence of geothermal resources in the study area is evident considering hot springs, geological and tectonic observations in the area two thermal anomalies were detected on the maps and charts obtained for the average temperature difference and apparent thermal inertia. One anomaly is located in the Meshkinshahr area and the other one is situated in the Easting Sabalan part of the Ardebil side. The results of magnetic interpretations confirmed thermal anomalies showing a deep magnetic anomaly in the southern region and another magnetic anomaly in the hot spring.

Keywords: Geothermal, Aeromagnetic, Gravity, Sabalan, Hot Spring.



Shahrood University of Technology
Faculty of Mining, Petroleum and Geophysics Engineering
M.Sc. Thesis in Geophysics

**Geothermal exploration in north-west of Iran (Sabalan-Sarab)
field using Gravity and Magnetic data Interpretation**

By:
Saeed Mojarad

Supervisors:
Dr. Ali Nejati Kalate
Dr. Hamid Aghajani

Advisor:
Eng. Mohammad Reza Rahmani

September 2018